



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНАЯ КОПИЯ

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1983

СОДЕРЖАНИЕ

Мамедов В. И., Бронева В. А., Макстенок И. О., Иванов В. А., Покровский В. В. Режим грунтовых вод — основной контролирующий фактор минералого-геохимической зональности кор выветривания на Либерийском щите	3
Шарков А. А. Закономерности распределения стронция в девонских бокситоносных формациях Урала	12
Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации	23
Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л., Наседкина В. А. Формация базальных горизонтов уралид севера Урала и их рудоносность	41
Волкова И. Б. Об изменении соотношений гумусового и сапропелевого типов органического вещества в осадочных толщах фанерозоя	54
Самаркин В. А., Бондарь В. А., Матросов А. Г., Ривкина Е. М. Условия образования сероносных пород купола Безымянного (Саратовская область)	61
Корневский С. М., Протопопов А. Л., Шапорев А. А. Залежи каннитовой породы в цехштейне Прибалтики	71
Кизильштейн Л. Я., Шпицглюз А. Л. Новый метод палеоанатомических исследований растений-углеобразователей	81
Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Божевольнова Н. А., Волченкова В. А., Жигальцова З. В., Черкасова Е. А. Моногидрокарбонат ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) в осадках озер Майбалык и Текеколь (заповедник Боровое, Северный Казахстан)	89
Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Волков И. И. Соединения серы в осадках Перуанского апвеллинга	101
Скормякова Н. С., Курносов В. В., Мухина В. В., Кругликова С. Б., Рудакова Л. Н., Ушакова М. Г. Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный состав осадков радиоляриевых поясов (полигон ст. 1936)	121
Рогов В. С., Галицкая Э. И. О генезисе и возрасте Кайрактинского проявления марганца в Центральном Казахстане	135
Павлов Н. Ф., Лаптухов А. В. К вопросу о генезисе аутигенного кварца в ископаемых солях Припятского прогиба	139

Краткие сообщения

Антоненко Л. А., Калмыков Б. А. Распространение литологических типов бокситоносных отложений ЮУБРа	143
Бронева В. А. Особенности формирования латеритных покровов на складчатом субстрате	150

Хроника

Белов А. Н., Сералин Р. С. Исследования в области экзогенной геологии докембрия (о V Всесоюзном совещании «Литология и осадочная геология докембрия»)	155
Андрей Карпович Гладковский (К восьмидесятилетию со дня рождения)	158

CONTENTS

<i>Mamedov V. I., Bronevoi V. A., Makstenek I. O., Ivanov V. A., Pokrovsky V. V.</i> The regime of ground waters as the main controlling factor of mineralogical-geochemical zonality of the weathering crusts on the Liberia shield	3
<i>Sharkov A. A.</i> Regularities of strontium distribution in Devonian bauxite-bearing formations of the Urals	12
<i>Shutov V. D.</i> , <i>Drits V. A., Kats M. Ya., Sokolova A. L.</i> The model of formation of globular glauconite in a flysh	23
<i>Dembovsky B. Ya., Dembovskaya Z. P., Klyuzhina M. L., Nasedkina V. A.</i> Formation of basal horizons of uralides in the Urals north and their ore content	41
<i>Volkova I. B.</i> On changing the relationships of humic and sapropelic types of organic matter in Phanerozoic sedimentary piles	54
<i>Samarkin V. A., Bondar V. A., Matrosov A. G., Rivkina E. M.</i> Conditions of formation of sulphur-bearing rocks of the Bezymyanniy dome (Saratov district)	61
<i>Korenevsky S. M., Protopopov A. L., Shaporev A. A.</i> Kainite deposits in the Baltic region zechstein	71
<i>Kizilshtein L. Ya., Shpitsgluz A. L.</i> A new method of paleoanatomical coal-forming plants	81
<i>Shterenberg L. E., Aleksandrova V. A., Bozhevolnova N. A., Volchenkova V. A., Zhigaltsova Z. V., Cherkasova E. A.</i> Monohydrocalcite ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) in sediments of the Maibalyk and Tekekol lakes (Borovoe reservation, Northern Kazakhstan)	89
<i>Zhabina N. N., Demidova T. P., Volkov I. I.</i> Sulphur compounds in sediments of the Peru upwelling	101
<i>Skornyakova N. S., Kurnosov V. V., Mukhina V. V., Kruglikova S. B., Rudakova L. N., Ushakova M. G.</i> Lithologo-stratigraphic subdivision and mineral composition of sediments of the radiolarian zone (polygon of Site 1936)	121
<i>Rogov V. S., Galitskaya E. I.</i> On genesis and age of Kairakt manifestation of manganese in Central Kazakhstan	135
<i>Pavlov N. F., Laptukhov A. V.</i> On genesis of authigenic quartz in fossil soils of the Pripyat depression	139

Brief communications

<i>Antonenko L. A., Kalmykov B. A.</i> Distribution of lithological types of bauxite-bearing deposits of the South-Uralian Bauxite — Bearing Region	143
<i>Bronevoi V. A.</i> Peculiarities of formation of lateritic covers on the folded substratum	150

Chronicles

<i>Belov A. N., Seralin R. S.</i> Studies in the field of exogenous geology of Precambrian (V-th All-Union Conference «Lithology and sedimentary geology of Precambrian»)	155
Andrei Karpovich Gladkovsky (On the 80th birthday)	158

УДК 553.492.1

**РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД — ОСНОВНОЙ КОНТРОЛИРУЮЩИЙ
ФАКТОР МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ЛИБЕРИЙСКОМ ШТИТЕ**

**МАМЕДОВ В. И., БРОНЕВОЙ В. А., МАКСТЕНЕК И. О.,
ИВАНОВ В. А., ПОКРОВСКИЙ В. В.**

Литолого-минеральные зоны в бокситоносных латеритных покровах некоторых месторождений Западной Африки достаточно строго совпадают с гидродинамическими зонами в сезон дождей: кираса+бокситы — с зоной аэрации или инфильтрации; гиббсит-гетит-каолинитовая — с зоной колебания уровня грунтовых вод; глинистая — с зоной насыщения. Химический состав грунтовых и речных вод в течение года близок и изменяется незначительно. Так как содержание в них кремния всегда выше, чем $10^{-4,25}$ моль/л, то ни гиббсит, ни даже каолинит не могут сохраняться при продолжительном контакте их с раствором, т. е. являются метастабильными фазами. Формирование и сохранение этих минералов возможно только за счет кинетического эффекта, чем и объясняется строгая корреляция между минерало-геохимическими и гидродинамическими зонами в коре выветривания.

Меньшая (в 30—40 раз) водопроницаемость глин литомаржа по сравнению с водопроницаемостью вышележащих бокситов обуславливает активную латеральную разгрузку грунтовых вод над поверхностью литомаржа и связанные с этим суффозионно-карстовые процессы, приводящие к формированию обломочных бокситов.

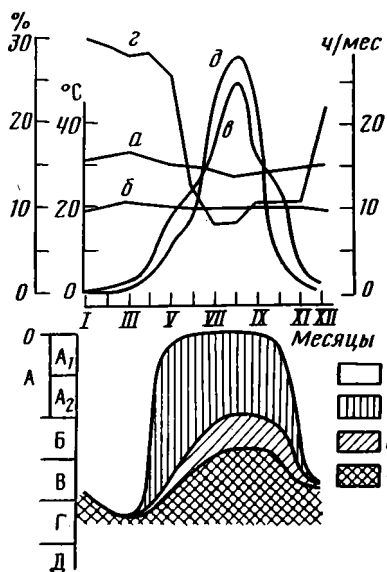
Грунтовые воды исследовались в пределах Западной Гвинеи, как в сухой, так и в дождливый период по горным выработкам (скважины, шурфы, колодцы) и естественным источникам. Кроме замеров уровня грунтовых вод определялся рН растворов и отбирались гидрохимические пробы.

На основе материалов авторов с использованием данных многолетних наблюдений местных метеостанций для разных районов были построены сводные диаграммы. На фиг. 1 приведена такая диаграмма для района бокситовых месторождений Киндия и Боке. Анализ этой диаграммы приводит к следующим заключениям.

1. Положение уровня грунтовых вод и характер его колебаний существенно непостоянны в течение года. В сухой сезон (декабрь — апрель) выделяются практически только две гидрогеологические зоны: постоянной аэрации и постоянного обводнения. Причем от декабря к апрелю наблюдается постепенное и все более замедляющееся опускание зеркала грунтовых вод и, следовательно, смещение границ зон вниз по разрезу.

2. По отношению к профилю кор выветривания граница этих гидрогеологических зон с декабря по апрель также не остается постоянной, перемещаясь от кровли каолинитовой до верхней части монтмориллонитовой (или хлорит-монтмориллонитовой) зон. При отсутствии последней или обеих глинистых зон зеркало грунтовых вод в сухой сезон опускается, как правило, значительно ниже контакта коренные породы — кора выветривания. Если в пределах коры выветривания рН вод не поднимается выше 6,5—7,0, то при опускании зеркала грунтовых вод ниже подошвы коры выветривания величина рН поднимается до 7,5—9,6.

3. С началом дождливого сезона уровень грунтовых вод начинает сравнительно быстро подниматься, причем одновременно с этим во все большем масштабе проявляется еще один фактор гидрогеологической ситуации — субритмичное колебание зеркала грунтовых вод.



Фиг. 1. Диаграмма колебаний некоторых средне-месячных климатических и пьезометрических факторов в латеритных корках выветривания плато Фута-Джалон

а б, — температура воздуха: *а* — максимальная, *б* — минимальная; *в* — гистограмма распределения количества осадков; *г* — дефицит насыщения парами воды приповерхностной части атмосферы; *д* — продолжительность ливней, при которых выпадает не менее 25—50 мм осадков, А—Д — зоны коры выветривания; А₁ — кираса; А₂ — псевдоморфные бокситы, Б — гиббсит-гётит-каолини-товая зона, В — каолини-товая зона, Г — зона полиминеральных глин, Д — субстрат. 1—4 — гидрогеологические зоны профиля коры выветривания: 1 — зона постоянной аэрации, 2 — зона колебания грунтовых вод, в которой отношение продолжительности фаз обводнения и осушения менее 2%, 3 — то же при отношении продолжительности фаз осушения и обводнения более 20%, 4 — зона постоянного обводнения

Для понимания дальнейшего важно отметить, что во время сильных дождей, когда за несколько часов выпадает 25—50 мм осадков и более, обводненным оказывается практически весь профиль выветривания. Спустя 1—2 ч уровень грунтовых вод резко опускается, достигая некоторой отметки (о которой речь пойдет ниже), затем до следующего дождя происходит уже более медленное его опускание. Поэтому в пределах зоны колебания уровня грунтовых вод необходимо в данном случае различать две подзоны — верхнюю и нижнюю. Эти подзоны отличаются соотношением фаз полного обводнения и аэрации. Для верхней подзоны это отношение в среднем не превышает 1—2%, а для нижней составляет не менее 20—30%, изменяясь в пределах этой подзоны от 10—20% вверху до 80—90% в нижней части.

Таким образом, с началом сезона дождей в принципе исчезает зона постоянной аэрации, вместо нее появляется зона колебания уровня грунтовых вод в составе двух подзон, верхняя из которых по продолжительности фазы осушения близка к зоне постоянной аэрации.

4. По отношению к профилю коры выветривания с наступлением влажного сезона уровень вод сравнительно быстро поднимается и уже к июню оказывается вблизи верхней границы каолини-товой зоны. Следовательно, в дождливый сезон (июнь — ноябрь) полностью обводнена вся собственно глинистая часть латеритной коры выветривания.

Особое внимание следует обратить на положение двух подзон зоны колебания уровня грунтовых вод. Верхняя подзона приурочена только к зоне бокситов, а нижняя коррелируется с гиббсит-гётит-каолини-товой зоной, причем уменьшение содержания гиббсита в этой зоне сверху вниз увязывается с возрастанием длительности фазы обводнения. Очевидно, при специально поставленных наблюдениях можно было бы оценить эту связь количественно и получить очень важную оценку поля стабильности гиббсита по отношению к каолиниту в естественных условиях.

Вышеизложенное относится ко всей изученной территории, поэтому интересно рассмотреть такие вопросы на конкретных объектах. В качестве такого использовано одно из месторождений на плато Фута-Джалон, в пределах которого в 1968—1970 гг. была проведена детальная разведка бокситов.

Месторождение приурочено к возвышенности (бовали), имеющей превышение над местным базисом эрозии до 300 м. Вершина и пологие (20—25°) участки склонов бовали покрыты чехлом пород коры выветривания. Коренные породы представлены граптолитовыми сланцами силура, кварцевыми песчаниками и гравелитами ордовика.

На месторождении для наблюдений за режимом вод было выбрано

16 скважин, расположенных равномерно с учетом различных типов разрезов кор выветривания и всех форм рельефа бовали. Наблюдения велись с интервалом 10 дней в дождливый сезон и один месяц в сухой период. Для определения водообильности водоносного горизонта в начале сухого сезона проводились пробные откачки воды в шурфах. По результатам наблюдений за восстановлением уровня вычислялись коэффициенты фильтрации и водопритока.

Мощность водовмещающих пород на описываемом месторождении изменяется от 1—3 до 34 м (скв. 1437). Водоупором служат плотные неизменные породы силура или ордовика. В отдельных случаях водоупором могут служить некоторые разности каолиновых глин коры выветривания, благодаря чему возникает несколько связанных между собой водоносных горизонтов. Питание грунтовых вод коры выветривания осуществляется на бовалиях только за счет атмосферных осадков. Разгрузка происходит на склонах возвышенности, где возникают сосредоточенные источники.

Водообильность горизонтов грунтовых вод в сухой период чрезвычайно мала. Дебит источников на склонах бовали в это время 0,01—0,1 л/с, редко достигая 1 л/с. Мощность водоносного слоя от начала к концу сухого сезона уменьшается в 2—3 раза. При этом пересыхает и большинство источников. Вследствие небольших уклонов поверхности бовали и соответственно медленной циркуляции грунтовых вод к концу сухого сезона вполне возможно образование локальных линз застойных грунтовых вод.

С наступлением дождливого сезона уровень грунтовых вод поднимается, и его среднее положение во время, предшествующее очередному дождю, нередко оказывается более чем на 8 м выше положения зеркала грунтовых вод в сухой период.

Водообильность горизонта грунтовых вод во влажный период резко возрастает, а мощность его достигает 15 м и более; на склонах бовали появляется множество временных источников, дебит которых непостоянен (0,1—4,0 л/с). В отдельных случаях выходы подземных вод встречаются и на поверхности бовали в виде мочажин и участков местной заболоченности.

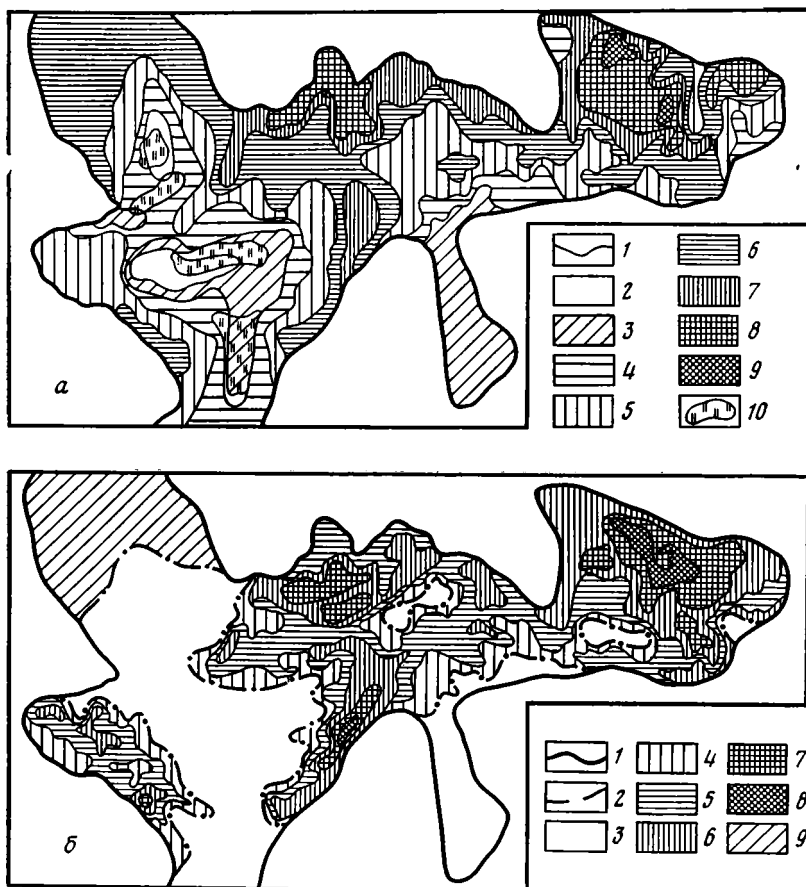
Амплитуда колебания зеркала грунтовых вод через 1—2 ч после очередного дождя и до начала следующего достигает 0,7—1,3 м, иногда 2—4 м, а скорость его понижения 2—6 см/ч. По отношению к профилю коры выветривания интервалы колебания четко совпадают с габбсит-гегит-каолинитовой зоной.

Особенно интересно сопоставление карт распределения мощностей бокситовых залежей с глубиной залегания зеркала грунтовых вод в период дождей. Анализ таких карт, построенных для бовали (фиг. 2), показывает, что нижняя граница бокситов весьма четко коррелируется со средним положением уровня грунтовых вод независимо от того, сложены ли эти бокситы породами с обломочной структурой или с реликтовой структурой силурийских сланцев.

В растворах ниже зеркала грунтовых вод в сухой сезон в том случае, если они находятся в пределах глинистого элювия (а не в коренных породах), величина pH изменяется в пределах 5,0—6,5, а основными растворенными компонентами являются HCO_3^- (в виде примеси Cl^- , реже NO_3^- и SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ (в виде примеси Na^+ , K^+), а также H_4SiO_4 . В небольших количествах в растворах присутствуют алюминий и железо.

В сезон дождей по сравнению с сухим сезоном наблюдаются следующие изменения в составе грунтовых вод: pH уменьшается на 0,3—0,8 на фоне резкого возрастания количества HCO_3^- , почти исчезает из растворов Cl^- , увеличивается количество щелочей и уменьшается количество щелочных земель и NH_4^+ , резко возрастает концентрация кремния и кислорода, уменьшается концентрация железа (фиг. 3).

В связи с анализом роли гидрогеологического режима при формировании латеритных кор выветривания особого внимания заслуживают



Фиг. 2. Сопоставление глубин залегания зеркала грунтовых вод (в сезон дождей) с мощностью бокситов на одном из месторождений плато Фута-Джалон

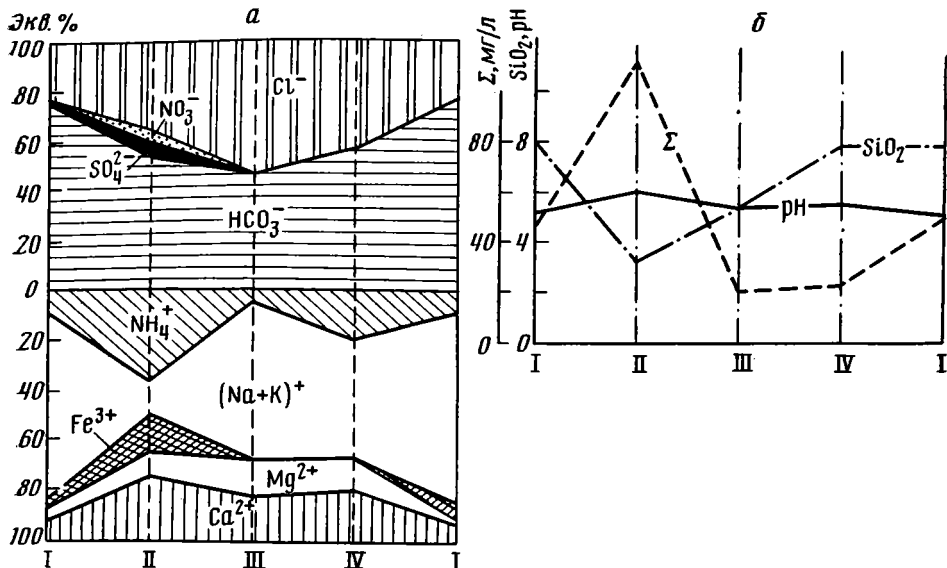
а — схематическая гидрогеологическая карта: 1 — граница распространения латеритного покрова; 2—9 — глубина залегания зеркала грунтовых вод, м; 2 — от 0 до 2, 3 — от 2 до 4, 4 — от 4 до 6, 5 — от 6 до 8, 6 — от 8 до 10, 7 — от 10 до 12, 8 — от 12 до 14, 9 — более 14; 10 — мочажины на поверхности бовали

б — распределение мощностей залежей бокситов: 1 — граница латеритного покрова; 2 — контур рудных залежей, 3—9 — мощности бокситов, м: 3 — от 0 до 2, 4 — от 2 до 4, 5 — от 4 до 6, 6 — от 6 до 8, 7 — от 8 до 10, 8 — более 10, 9 — от 2 до 6 на участке предварительной разведки

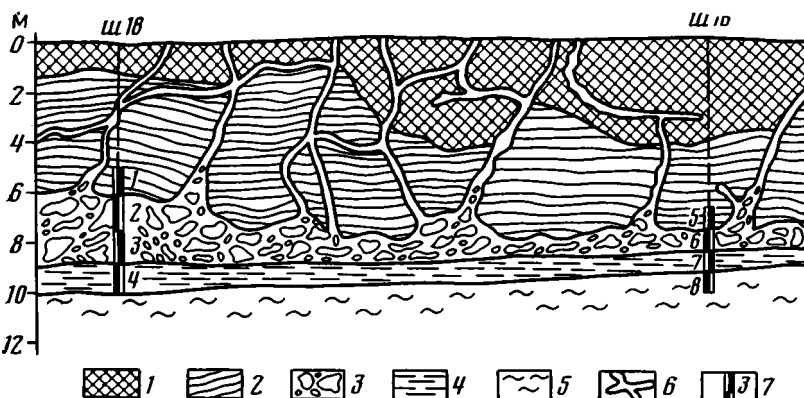
так называемые «рыхлые бокситы» [5]. Эти образования нередко вскрываются горными выработками ниже структурных каменистых бокситов и составляют по отдельным блокам до 13—35% подсчитанных запасов.

По данным изучения шурфов и скважин выяснилось, что рыхлые бокситы представляют собой тела весьма прихотливой формы, заключенные в полостях, расположенных вдоль контакта каменистых бокситов с глинистым элювием (фиг. 4). Мощность их изменяется от 0,1—0,3 до 1,5—2,5 м, а протяженность достигает десятков и первых сотен метров. В зависимости от формы поверхности литомаржа тела «рыхлых бокситов» характеризуются субгоризонтальным или слабонаклонным залеганием.

По структуре это брекчиевидные породы, состоящие из недифференцированных по размерам глыб и обломков разного размера. Глыбы и крупные (1—2 см в диаметре) обломки имеют резко угловатые формы и представлены преимущественно псевдоморфными бокситами, аналогичными слагающим кровлю описываемых полостей. В более мелкой



Фиг. 3. Характер изменения состава грунтовых и речных вод в различные климатические сезоны (район месторождения на плато Фута-Джалон)
 А — изменение содержания основных катионов и анионов; Б — изменение pH, содержания SiO_2 и суммы минеральных веществ Σ . I—IV — гидрохимические пробы: I—II — грунтовых вод из скважин коры выветривания на месторождении Дебеле (I — в сезон дождей, II — в сухой сезон), III—IV — речных вод (III — в сухой сезон, IV — в сезон дождей)



Фиг. 4. Положение «рыхлых бокситов» в разрезе латеритных кор выветривания
 1, 2 — каменные бокситы: 1 — обломочные, 2 — псевдоморфные, 3 — «рыхлые бокситы»; 4 — каолинит-гипс-гетитовые псевдоморфные породы; 5 — каолиновые псевдоморфные глины железные; 6 — трещины и полости; 7 — места отбора бороздовых проб по стенкам шурфов

фракции (5—10 мм в диаметре) преобладают округлые либо со сглаженными углами и ребрами обломки тех же бокситов, существенно гематитовых и переходных по составу железисто-глиноземистых пород. Нередко наблюдаются обломки с тонкой (0,1—0,5 мм) железистой «рубашкой». По внешнему облику эти образования тождественны породам, встречающимся на поверхности бовалей.

В составе более мелких фракций (0,05—5,0 мм) кроме обломков отмеченных выше пород присутствуют в значительном количестве железисто-каолинистый, иногда сероцветный материал и кварц. В ряде

образцов широко развит железисто-глиноземистый цемент крустификационного типа и коломорфные железисто-глиноземисто-каолиновые выделения.

Соотношения указанных разновидностей обломков пород и выход различных фракций изменяются в очень широких пределах при преобладании крупно- и среднеобломочного материала: песчано-глинистая составляющая не превышает 10—20% массы породы.

Анализ изложенных материалов позволяет предложить следующую их интерпретацию.

Наблюдающаяся минералого-геохимическая зональность изученных профилей выветривания в пространстве жестко связана с современным гидрогеологическим режимом грунтовых вод рассматриваемых кор выветривания. Следовательно, можно с одинаковым успехом утверждать, что коры выветривания (в том числе и бокситы) Либерийского щита формируются сейчас и, напротив, что это древнее образование, весьма энергично разрушающееся в настоящее время за счет ресилификации [1].

Абсолютно однозначное решение этой альтернативы в большинстве случаев вряд ли возможно в связи с отсутствием объективных критериев разбраковки ресилифицированных бокситов и глинистых пород литомаржа. Единственным, в известной мере косвенным признаком ресилификации бокситов в настоящее время можно считать обеление этих пород.

В изученном регионе следы процесса ресилификации бокситов нередко отмечаются в пойменных отложениях, где по обломкам бокситов развивается каолинит и происходит обеление этих пород. Отсутствие или весьма незначительный масштаб этого явления в собственно профилях выветривания в определенной степени может свидетельствовать о том, что процесс ресилификации бокситов в настоящее время не характерен для рассматриваемой территории. По-видимому, территория плато Фута-Джалон в настоящее время испытывает устойчивое воздымание, препятствующее поднятию уровня грунтовых вод. Интересно в этом аспекте наблюдение В. А. Тенякова (устное сообщение) над разрезами латеритных покровов Австралии (Митчел-Плато), где в нижней части разреза наблюдается отчетливая ресилификация и обеление бокситов. Данная территория испытывает погружение, происходит смещение уровня грунтовых вод вверх по разрезу с подтоплением нижней части бокситового горизонта.

Локальный характер размещения ресилифицированных бокситов в изученном районе и специфичность обстановок ресилификации по гидрорежиму в сопоставлении с вышеизложенными материалами, свидетельствующими о четкой корреляции минералого-геохимической зональности кор выветривания с современным гидрогеологическим режимом грунтовых вод, позволяют считать верхним пределом возраста бокситов Гвинеи современную эпоху. Прямыми доказательствами формирования бокситов в четвертичное время служат находки латеритизированных орудий древнего человека [2], а также коры выветривания с псевдоморфными бокситами по долеритам, амфиболитам и габбро, приуроченные к фрагментам выравненных поверхностей ранне-среднечетвертичного возраста [3, 4]. Нижняя возрастная граница бокситообразования в Западной Африке по имеющимся материалам пока не может быть установлена достаточно точно. Некоторые особенности строения бокситоносных профилей выветривания этого региона (относительно небольшое развитие структурных бокситов по сравнению с обломочными, бобово-оалитовыми и коломорфными, широкое распространение, значительная мощность и высокая железистость кирасс, наличие в абсолютном большинстве разрезов хорошо выраженного и достаточно мощного литомаржа) позволяют считать, что в рассматриваемом районе бокситообразование происходило в течение гораздо более длительного периода, чем в Восточной Индии и тем более во Вьетнаме [6].

Остановимся несколько подробнее на анализе механизма, обеспечи-

вающего столь чуткую реакцию пород коры выветривания на изменение уровня грунтовых вод и характер дренажа.

Описанные выше сезонные колебания состава грунтовых вод захватывают в равной мере все гидрогеологические зоны, исключая тем самым предположение о влиянии концентрации тех или иных веществ на формирование минералого-геохимической зональности профиля выветривания. Наблюдающееся слабое увеличение величин рН (на 0,2—0,5) и концентрации SiO_2 (на 1—3 мг/л при средних значениях 5—15 мг/л) вниз по разрезу вряд ли заслуживает особого внимания.

Таким образом, остается лишь одно предположение, неоднократно высказываемое многими исследователями: *минералого-геохимическая зональность кор выветривания определяется исключительно характером дренажа* (при идентичности состава исходных пород и климатических условий). В свою очередь режим дренажа контролирует минералообразование в корях выветривания за счет резко различного времени соприкосновения минеральных фаз с раствором. При ничтожных концентрациях K, Na, Mg, Ca и незначительных перепадах величин рН основным компонентом в растворе, определяющим устойчивость минералов в ряду гиббсит—каолинит—монтмориллонит, является кремний. Гиббсит по отношению к каолиниту при постоянстве рН устойчив только при содержании кремния в растворе ниже $10^{-4,65}$ моль/л, а каолинит по отношению к монтмориллониту устойчив при концентрации кремния меньше $10^{-4,25}$ моль/л. Поскольку количество кремния в растворах, дренирующих описываемые коры выветривания, почти всегда в 3—10 раз больше $10^{-4,25}$ моль/л, ни каолинит, ни тем более гиббсит не могут сохраняться при продолжительном контакте этих минералов с раствором. Гиббсит, согласно диаграммам фиг. 1, образуется и сохраняется только в верхней части профиля выветривания, где полное обводнение по времени не превышает в сумме 2% в год. Каолинит формируется ниже, где период соприкосновения с растворами резко возрастает, достигая 70—150 суток, а монтмориллонит встречается только в трех разрезах, где время этого контакта увеличивается до 200 суток и более при общем резком уменьшении скорости фильтрации.

Таким образом, каолинит и особенно гиббсит являются метастабильными фазами по отношению к растворам, циркулирующим в коре выветривания изученной территории. Формирование их в профиле этих кор выветривания и сохранение возможно только за счет кинетического эффекта реакций. Именно это обстоятельство и может служить объяснением строгой корреляции между минералого-геохимическими зонами профилей выветривания и современной гидрогеологической зональностью изученных объектов. Чем длительнее контакт бокситов с водами, концентрация кремния в которых превышает $10^{-4,25}$ моль/л, тем вероятнее деградация их до каолинистых глин. Это подтверждают факты ресилификации (каолинизации) обломков бокситов в пойменных отложениях, преимущественно обводненных в период дождей, тем более что состав речных вод незначительно отличается от состава грунтовых вод коры выветривания (см. фиг. 3). О динамике движения выветривающихся растворов в профиле выветривания в какой-то мере можно судить по данным изучения описанных выше «рыхлых бокситов».

Геологическая позиция, состав и структура «рыхлых бокситов» свидетельствуют о том, что формирование их связано с образованием пустот в корях выветривания, заполненных как материалом обрушения кровли и размыва подошвы, так и материалом, привнесенным по субвертикальным трещинам с поверхности бовалей (кварц, латеритный гравий с «пустынным загаром», сероцветный почвенный суглинок и др.). Связь «рыхлых бокситов» с границей каменистые бокситы — литомарж, т. е. с нижней подзоной зоны колебания уровня грунтовых вод, полностью объясняет все особенности описываемых пород.

Метеорные воды, попадая на поверхность бовалей, быстро достигают подошвы бокситов в связи с высокой пористостью последних. Глины литомаржа не способны пропускать такое большое количество воды с

Окисел	№ проб *							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Al ₂ O ₃	59,80	54,08	30,71	40,84	57,18	26,79	25,05	37,46
SiO ₂	1,50	2,40	6,00	10,50	2,20	9,76	14,71	26,01
Fe ₂ O ₃	6,48	12,79	41,47	27,02	8,51	44,58	43,89	14,99
TiO ₂	2,68	2,36	1,88	1,67	2,50	1,95	1,89	2,18

* Расположение бороздовых проб 1—8 см. на фиг. 4.

той же скоростью, что и бокситы, так как коэффициенты фильтрации этих пород разнятся в 30—40 раз (0,016—0,024 и 0,7 м/сутки). Поэтому значительная часть этих вод сбрасывается подземным стоком, использующим кровлю литомаржа как водоупор. На участках, которые служат естественными дренажными системами, после ливней скапливается значительное количество относительно быстро фильтрующейся воды. В скважинах, пройденных в этих местах, нередко можно даже слышать характерный гул, производимый текущей водой. При этом происходит как растворение, так и механическое разрушение окружающих пород, сопровождающееся обрушением кровли подземных полостей. Часть материала, заполняющего эти полости, привносится по трещинам с поверхностей бовалей. «Рыхлые бокситы» от окружающих пород отличаются повышенной кремнеземистостью и (или) железистостью, заметно ухудшающей их качество по сравнению с залегающим непосредственно выше псевдоморфными рудами (таблица).

Повышенное содержание кремнезема связано с примесью каолинита и кварца в цементе этих пород в результате частичного перемыва литомаржа и привноса сероцветного суглинистого материала сверху из почвенно-растительного слоя. Увеличение содержания железа объясняется хорошей аэрацией (и, следовательно, более окислительной обстановкой), обязанной протоку воды и мощной системе трещин, соединяющих подземные полости с дневной поверхностью.

Все это вместе взятое позволяет связать описываемые явления с процессом формирования силикатного карста в коре выветривания. В некоторых случаях удалось даже наблюдать открытые полости, приуроченные к траверсу наиболее интенсивного подземного стока. В одном случае была встречена пещера, устье которой открылось в карстовой воронке, образовавшейся в результате обрушения кровли галереи. Аналогичные пещеры и галереи описывались ранее [7—9] в латеритных покровах Западной Африки, образование их также связывалось с деятельностью подземных вод.

«Рыхлые бокситы» не являются сугубо современными образованиями. Аналогичные по структурно-текстурным признакам породы в виде неправильной формы уплотненных тел встречаются по всему разрезу бокситов во многих изученных районах. Отличие их заключается лишь в том, что эти древние аналоги «рыхлых бокситов» литифицированы, превращены в крепкие каменистые брекчиевидные породы, почти не содержат кварца, выщелоченного в процессе латеризации. Очевидно, режим дренажа и характер строения верхней части латеритных кор выветривания (наличие каменистого горизонта структурных бокситов) над глинистым литомаржем на всем протяжении истории формирования бокситов Западной Африки были примерно такими же, как и в настоящее время. Присутствие в ряде проб древних «рыхлых бокситов» обломков с «пустынным загаром» и зерен кварца позволяет также предположить, что сероцветные почвы на поверхности бовалей и физико-географические обстановки бокситообразования в прошлом были аналогичны тем, которые наблюдаются в Западной Африке в современную эпоху.

Литература

1. Броневой В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И. и др. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка).— Сов. геол., 1970, № 9, с. 3—18.
2. Броневой В. А., Иванов В. А., Куликова Г. В. и др. Латеритизация орудий древнего человека на плато Фута-Джалон (Западная Африка).— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5, с. 1179—1182.
3. Мамедов В. И. Некоторые закономерности распространения и особенности формирования бокситов Западной Гвинеи. Семинар по генезису бокситов (тезисы докладов). М., Центр. спец. производство хозрасч. предпр. Всес. геологич. фонда, 1974, с. 52—54.
4. Мамедов В. И. Геология и бокситоносность района Форекарня — Фарморья. Новые данные по геологии бокситов. Вып. 2. М.: ВИМС, 1975, с. 165—173.
5. Мамедов В. И., Гоберман Р. Г. Закономерности поведения главных элементов в профиле сублатеритных кор выветривания Западной Гвинеи. Новые данные по геологии бокситов. Вып. 2. М.: ВИМС, 1975, с. 148—157.
6. Михайлов Б. М., Броневой В. А., Одоний Б. Н. и др. Латеритные покровы современной тропической зоны земли.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 4, с. 85—100.
7. Chetelat E., de. Le modele latéritique de l'Ouest de la Guinée Française.— Rev. de Geogr. Phys. Géol. dyn. Paris, 1938, 11, p. 5—120.
8. Weisse J. G., de. Note sur quelques types de latérite de Guinée portugaise.— In: XIX Congr. Internat. Géol., Alger, 21 AGSA, 2 pt., 1952, p. 171—179.
9. Goloubinow R. Géologie et ressources en or du Nord-Est de la Guinée Française.— Gouv. Gén. de l'AF., occ. fr., Dacar, 1949. 120 p.

ВИМС,
Москва

Поступила в редакцию
16.II.1982

УДК 553.492.1 (470.5)

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРОНЦИЯ
В ДЕВОНСКИХ БОКСИТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ УРАЛА****ШАРКОВ А. А.**

В карбонатных бокситоносных формациях Уральской геосинклинальной области впервые установлены закономерности распределения стронция, на основе которых разработан и успешно применен литогеохимический метод выявления скрытых перерывов и уровней бокситообразования. Рассматривается возможность использования стронция в качестве геохимического поискового признака для прогнозирования бокситовых месторождений, залегающих на глубине в мощных карбонатных толщах геосинклинальных областей.

Бокситоносные формации Урала развиты преимущественно в разрезе карбонатных пород (известняков, доломитов) и имеют перерывы в осадконакоплении, с которыми генетически связаны бокситовые залежи. По мнению большинства исследователей, континентальные перерывы играли весьма важную роль в процессе формирования бокситового оруденения и имеют большое значение для оценки и прогнозирования месторождений. Поэтому одна из главных задач при проведении поисков бокситовых месторождений в геосинклинальных областях — выявление по различным признакам перерывов в мощных толщах карбонатных пород.

Решение этого вопроса по многим причинам было довольно трудным и не всегда оказывалось возможным. До настоящего времени перерывы в осадконакоплении устанавливались преимущественно палеонтологическим методом — по резким изменениям руководящих комплексов фауны, что приводило к неоправданному выделению многочисленных уровней бокситообразования [6].

Особые затруднения возникали при полном отсутствии фаунистических остатков в карбонатных отложениях или плохой их сохранности. В таких случаях полностью исключалась возможность применения биостратиграфического метода. В связи с этим возникла необходимость проведения исследований с целью выяснения возможности использования некоторых редких элементов, тесно связанных с карбонатами, для фиксации перерывов в осадконакоплении и уровней бокситообразования.

В качестве таких элементов сначала были выделены стронций и барий, которые постоянно присутствуют в карбонатных осадках и генетически связаны с породообразующими элементами (Ca, Mg). Предварительный анализ полученных данных показал, что содержание бария в девонских бокситоносных отложениях Урала равномерное и не превышает 0,003%, т. е. находится на уровне чувствительности современных аналитических приборов, поэтому использование этого элемента для поставленных целей оказалось невозможным.

Более удачным был выбор стронция, распределение которого в девонских бокситоносных отложениях характеризовалось значительной контрастностью. Концентрация его в различных литогенетических типах карбонатных пород изменяется в широком диапазоне. Например, в доломитах стронция содержится обычно не более 0,003—0,005%, в рифогенных известняках — от 0,006 до 0,020%, а в эвапоритовых (седиментационных) известняках — максимум (0,1—0,2%).

В период с 1975—1980 г. автор детально изучал распределение стронция в многочисленных разрезах девонских карбонатных отложе-

ний в разных районах Уральской геосинклинальной области. В основу настоящих исследований положено более 2000 определений стронция. Содержание его в карбонатных породах оценивалось рентгеноспектральным методом на современном приборе АРФ-6 (анализатор рентгеновский, флуоресцентный), который обеспечивает определение количества стронция в интервалах $n \cdot 10^{-4} - n\%$. Ошибка воспроизводимости не превышает 10%.

Для выявления скрытых перерывов и уровней бокситообразования в карбонатных толщах производилось литогеохимическое опробование известняков и доломитов по естественным обнажениям и керну скважин. Пробы отбирались сравнительно равномерно по вертикальным разрезам в однородных карбонатных породах небольшой мощности (до 300 м) через каждые 5 м, а в мощных разрезах (до 1,5 км) — через 10—20 м.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОНИЯ В КАРБОНАТНЫХ БОКСИТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ УРАЛА¹

В пределах Уральской геосинклинальной области выделяются три карбонатные формации, с которыми генетически связаны бокситы: нижне-среднедевонская, средне-верхнедевонская и верхнедевонская.

Бокситоносная карбонатная формация нижне-среднедевонского возраста наиболее широко развита на восточном склоне Урала, где она приурочена к западному крылу Тагильского прогиба [6]. В современном эрозийном срезе ее фрагментарные выходы прослеживаются на Полярном и Приполярном Урале в Щучинском, Войкарском и Хулгинском синклинариях, а более крупные массивы обнажаются на Северном Урале в пределах Тагильского синклинория.

Нижне-среднедевонская карбонатная бокситоносная формация сложена мелководными светло-серыми рифогенными известняками, относительно более глубоководными темно-серыми битуминозными амфипоровыми известняками с прослоями известково-глинистых сланцев, серыми тонко- и грубослонистыми кремнистыми известняками с прослоями известково-глинистых сланцев, а также бокситами. Мощность карбонатных пород изменяется от нескольких сотен до 2000 м и более.

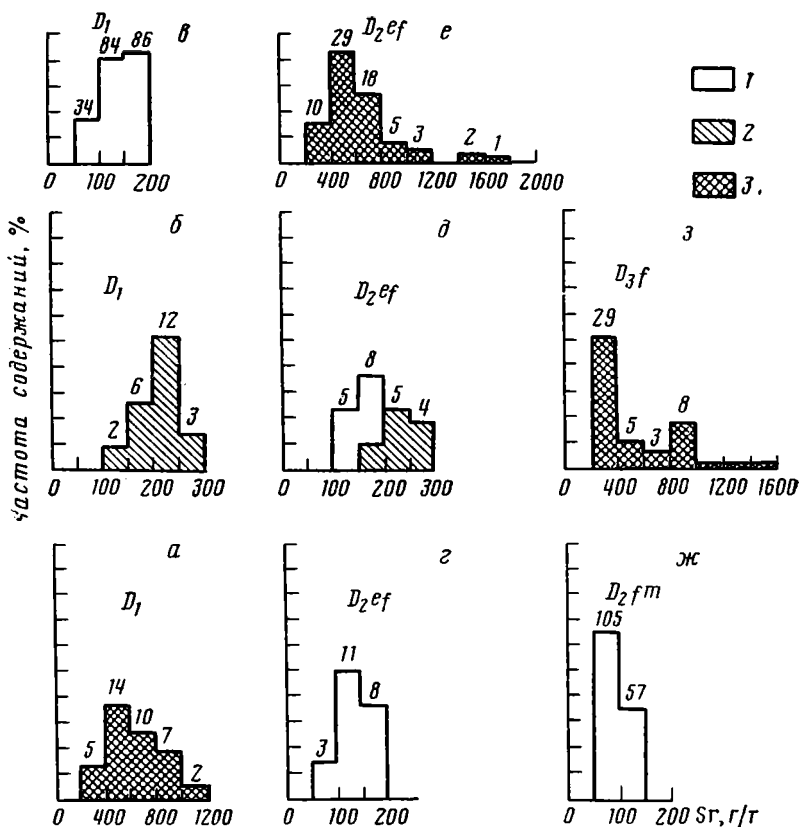
В вертикальных разрезах бокситоносной формации, в палеоокеаническом секторе Уральской геосинклинальной области [4], в различных районах наблюдается закономерная смена указанных пород. Обычно бокситовые залежи подстилаются светло-серыми закарстованными рифогенными известняками и перекрываются темно-серыми битуминозными амфипоровыми известняками с прослоями глинистых или углито-глинистых сланцев в основании [2].

На Полярном Урале наиболее полный разрез нижне-среднедевонской карбонатной бокситоносной формации (900 м) установлен в Щучинском синклинории, где выявлен ряд рудопоявлений бокситов, приуроченных к границе рифогенных известняков нижнего девона (петропавловская свита) и битуминозных амфипоровых известняков нижне-эйфельского возраста.

Отдельные изолированные выходы карбонатной формации встречаются в Войкарском синклинории (район оз. Дзоля-Варчаты), а также на Приполярном Урале в Хулгинском синклинории (бассейны рек Тыкотлова и Хальмерью) и в северной части Тагильского синклинория (бассейны рек Б. Люля, Ятрия и др.). Здесь карбонатная формация представлена различными интервалами нижнего и среднего девона.

В Щучинском синклинории в основании девонского разреза, как и в Североуральском бассейне, залегают темно-серые слоистые битуми-

¹ Относительно объема и строения бокситоносных формаций в настоящее время существуют различные мнения. Автор под этим термином понимает генетический комплекс карбонатных отложений, формировавшихся в одинаковых климатических, тектонических и фациальных условиях и содержащих один или несколько бокситовых горизонтов.



Фиг. 1. Частотное распределение стронция в разрезах девонских карбонатных отложений Урала
 а — Щучинский синклиниорий — хребет Янгана-пэ; б — Тагильский синклиниорий — бассейны Большая Люля, Саума; в — СУБР, хребет Янгана-пэ; г — СУБР, бассейны рек Лозьва, Ивдель; д — СУБР, р. Саума; е — хребет Янгана-пэ, СУБР, р. Лозьва; ж — Хулгинский синклиниорий — р. Хальмерью, Тагильский синклиниорий — р. Ятрия; з — Карско-Усинский синклиниорий — бассейны рек Кара, Большой Лядгей, Сезымюнкошор. 1 — известняки светло-серые рифогенные; 2 — известняки светло-серые, розовые слоистые; 3 — известняки темно-серые слоистые, битуминозные, амфиоровые, углисто-глинистые. Цифры над колонками — число проб, отвечающих интервалу содержания

нозные амфиоровые известняки, которые выше постепенно светлеют и переходят в серые неяснослоистые мелкозернистые известняки. На подстилающих вулканогенно-осадочных образованиях верхнего лудлова карбонатные породы нижнего девона залегают согласно. Вскрытая мощность их 50—160 м.

В темно-серых битуминозных амфиоровых известняках нижнего девона содержание стронция достигает 1160 г/т и составляет в среднем 600 г/т (фиг. 1, а), а в серых известняках концентрация его значительно уменьшается и не превышает 480 г/т (см. фиг. 1, б).

Вверх по разрезу серые неяснослоистые известняки в Щучинском синклиниории и на СУБРе сменяются светло-серыми рифогенными известняками петропавловской свиты, в которых довольно часто наблюдаются признаки карстования (трещинки и пустотки, заполненные продуктами латеритной коры выветривания нижнеэфельского возраста). Минимальное содержание стронция (фоновое) в рифогенных известняках в указанных районах в среднем 160 г/т (см. таблицу, фиг. 1, в).

На Северном и Приполярном Урале в бассейнах рек Саума и Б. Люля в светло-серых слоистых известняках отмечается более высокая концентрация стронция (190—230 г/т) по сравнению с типичными рифогенными образованиями.

На границе между карбонатными отложениями нижнего и среднего девона в различных районах Уральской эвгеосинклинальной зоны (Щучинский, Североуральский и др.) располагаются бокситовые залежи субровского горизонта, сформировавшиеся во время раннеэйфельского перерыва в осадконакоплении. Концентрация стронция в бокситах изменяется в очень широких пределах (от 150 до 3000 г/т) и целиком зависит от условий их накопления и влияния пострудных процессов.

В Уральской эвгеосинклинальной зоне бокситовые залежи в большинстве случаев перекрываются непосредственно темно-серыми битуминозными амфипоровыми слоистыми известняками и реже известково-глинистыми сланцами нижнеэйфельского возраста. Содержание стронция в темных известняках, образующих кровлю рудных тел субровского горизонта, возрастает в несколько раз по сравнению с подстилающими их рифогенными известняками, достигает в среднем 540 г/т в Щучинском синклинории и 570 г/т в Североуральском бассейне (фиг. 1 и 2, см. таблицу).

На Приполярном и Полярном Урале в сокращенных разрезах содержание стронция в нижнеэйфельских темно-серых известняках в среднем 220—370 г/т (бассейны рек Хальмерью, Тыкотлова, оз. Дзоль-Варчаты и др.).

Концентрация стронция в отложениях, накопившихся после перерыва, более чем в 3 раза превышает его фоновое содержание в осадках, предшествовавших перерыву. Подобная картина наблюдается и в разрезе ниже-верхнеэйфельских карбонатных отложений. Так, в Североуральском бассейне почти повсеместно отмечается постепенный переход вверх по разрезу темных битуминозных амфипоровых известняков, перекрывающих бокситовые залежи субровского горизонта, в светло-серые рифогенные известняки нижнеэйфельского возраста. При этом содержание стронция уменьшается в рифогенных известняках в среднем до 170 г/т (бассейн р. Саума) и до 230 г/т на Новокальинском месторождении (см. фиг. 1, д, таблица).

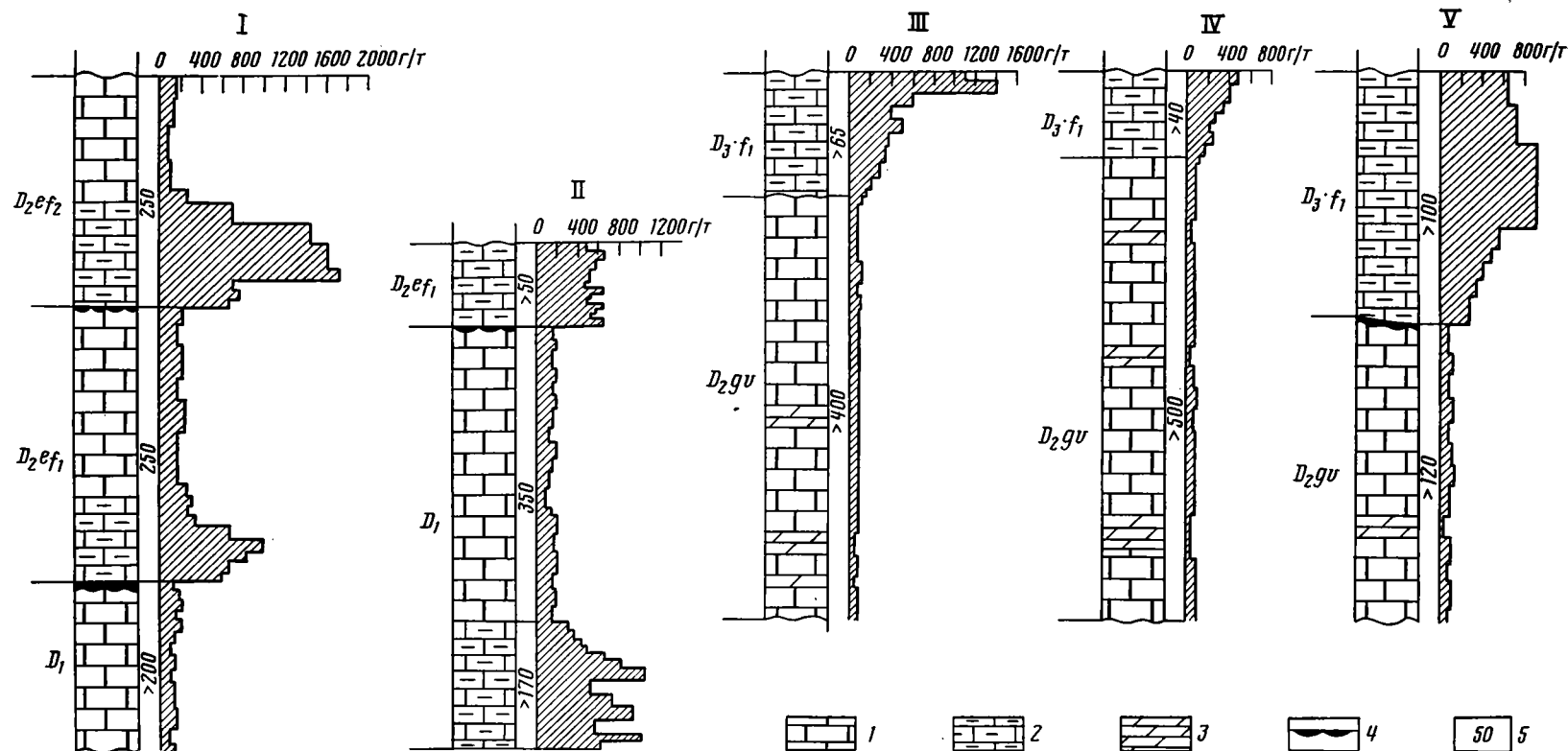
В пределах Североуральского бассейна на границе отложений нижнего и верхнего эйфеля фиксируется позднеэйфельский перерыв в осадконакоплении, с которым связано образование бокситовых залежей богословского горизонта. В темно-серых битуминозных амфипоровых слоистых известняках, перекрывающих бокситы этого уровня, концентрация стронция вновь весьма резко возрастает, превышая фоновое содержание его в рифогенных известняках, подстилающих бокситовые скопления, в 3—5 раз (см. таблицу, фиг. 1, е). Разрез эйфельских отложений в Североуральском бассейне завершается светло-серыми рифогенными известняками, в которых фоновое содержание стронция в среднем 130—150 г/т.

В нерасчлененных карбонатных осадках эйфельского яруса в Войкарском синклинории (оз. Дзоль-Варчаты) концентрация стронция изменяется от 140 до 220 г/т (в среднем 190 г/т), а в Хулгинском синклинории (бассейн рек Тыкотлова, Хальмерью, Б. Люлья) — от 70 до 160 г/т (в среднем 120 г/т). В основании живетского яруса на Приполярном Урале (бассейн рек Хальмерью, Ятрия) залегают темно-серые глинистые известняки. Среднее содержание стронция в них 200 г/т. Более четко этот уровень выделяется на Северном Урале в Ивдельском районе, по нему в настоящее время у нас еще недостаточно данных. Залегающие выше светло-серые рифогенные известняки живетского возраста на восточном склоне Урала в Хулгинском синклинории (бассейн рек Хальмерью, Ятрия) характеризуются минимальной концентрацией стронция 60—140 г/т (см. таблицу).

Средне-верхнедевонская карбонатная бокситоносная формация выделена на западном склоне Полярного Урала, где она представлена исключительно карбонатными осадками, слагающими шельфовую область Восточно-Европейского континента в палеоконтинентальном секторе Уральской геосинклинальной области [4]. Здесь в пределах Кар-

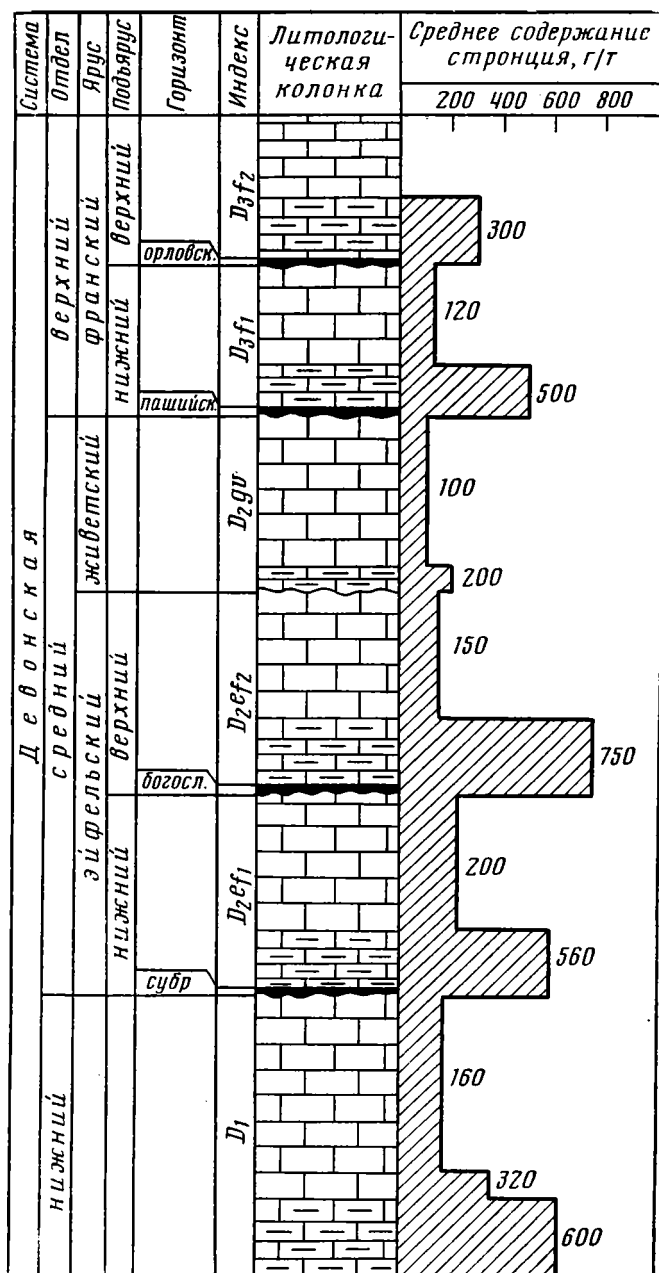
Распределение стронция в девонских бокситоносных отложениях Урала

Возраст	Район	Породы	Число анализов	Содержание Sr, г/т		Выход н. о., %	
				пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
D ₁	Щучинский синклиниорий, хребет Янгана-пэ	Известняки темно-серые, битуминозные, ам- фиоровые, слоистые	38	350—1160	600	0,4—1,7	0,8
		Известняки серые, слабо битуминозные, не- яснослоистые	11	250—480	320	0,1—0,3	0,2
		Известняки светло-серые, рифогенные	183	70—200	160	0,1—1,4	0,5
		То же	21	100—200	160	0,1—0,8	0,5
		Известняки светло-серые, слоистые	11	140—240	190	0,1—0,7	0,3
		То же	12	190—260	230	0,3—2,0	0,8
D ₂ ^{1b}	Щучинский синклиниорий, хребет Янгана-пэ	Известняки темно-серые, битуминозные, ам- фиоровые, слоистые	22	360—1020	540	0,6—4,7	2,0
D ₂ ^{1c}	СУБР, Новокальинское м-ние	То же	18	290—1000	570	0,4—5,6	2,7
D ₂ ^{1d}	Ивдельский р-н, реки Лозьва, Саума	Известняки светло-серые, рифогенные, ро- зовые, слоистые	12	120—220	170	0,1—1,4	0,5
D ₂ ^{1d}	СУБР, Новокальинское м-ние	То же	10	180—300	230	0,8—2,6	1,2
		Известняки темно-серые, битуминозные, ам- фиоровые, плитчатые	12	340—820	570	1,1—6,2	2,8
D ₂ ^{1e}	СУБР, Новокальинское м-ние	То же	16	630—1700	1100	1,7—7,3	3,5
	Ивдельский р-н, реки Лозьва, Ивдель	Известняки светло-серые, рифогенные	14	110—190	150	0,1—1,0	0,5
	СУБР, Новокальинское м-ние	То же	8	80—160	130	0,2—1,5	0,5
D _{2g} v	Река Ятрия	»	40	80—140	110	0,1—1,3	0,4
	Река Хальмерью	»	35	60—110	80	0,1—0,6	0,4
	Карско-Усинский синклиниорий, бассейн р. Кара	»	40	60—140	100	0,2—0,5	0,3
	Бассейн рек Б. Лядгей и Сезымюнкошор	»	47	60—120	90	0,2—0,5	0,3
	Бассейн р. Кара	Известняки темно-серые, углисто-глинистые, слоистые	35	200—1530	520	0,2—4,3	2,0
D ₃ f ₁	Бассейн Сезымюнкошор	То же	13	150—1400	480	0,2—4,3	2,0
	Бассейн р. Кара	Известняки светло-серые, рифогенные	15	80—140	110	0,1—0,5	0,3
	ЮУБР	То же	10	120—200	180	0,2—1,3	0,5
D ₃ f ₂	То же	Известняки темно-серые, битуминозные, ам- фиоровые, слоистые	9	250—340	300	1,2—2,7	1,5



Фиг. 2. Распределение стронция в разрезах различных бокситоносных формаций Урала: Тагильский синклиорий: I — СУБР, Новокальинское месторождение; Щучинский синклиорий: II — хребет Янгана-пэ; Карско-Усинский синклиорий: III — р. Сезымюнкошор, IV — р. Большой Лядгей, V — р. Кара. 1 — известняки светло-серые рифогенные; 2 — известняки темно-серые битуминозные амфипоровые, углисто-глинистые; 3 — доломиты; 4 — бокситовые залежи; 5 — мощность отложений

ско-Усинского синклиория и хребта Енганэ-пэ среди известняков наблюдаются линзовидные тела бокситов и высокоглиноземистых пород, приуроченные к раннефранскому перерыву в осадконакоплении [7, 8]. Рудопроявления бокситов располагаются на границе между отложения-



Фиг. 3. Схема распределения стронция в разрезе девонских бокситоносных отложений Урала
Условные обозначения см. на фиг. 2

ми среднего и верхнего девона. Нередко оруденение встречается также и в карстовых полостях среди живетских известняков.

Средне-верхнедевонская бокситоносная формация сложена мелко-водными светло-серыми рифогенными известняками, доломитами и слоистыми глинистыми известняками живетского возраста, а также сравнительно глубоководными нижнефранскими темно-серыми и черными

углисто-глинистыми известняками с прослоями углисто-глинистых карбонатных сланцев.

В светло-серых живецких рифогенных известняках, подстилающих бокситы пашийского горизонта, содержание стронция обычно не превышает 80—100 г/т (см. фиг. 1, ж), тогда как в перекрывающих темно-серых и черных углисто-глинистых слоистых известняках нижнефранского возраста концентрация его резко возрастает (более чем в 5 раз) и достигает в среднем 520 г/т (см. фиг. 1, з, таблицу). Вверх по разрезу темные углисто-глинистые известняки постепенно светлеют и переходят в светло-серые рифогенные образования нижнефранского возраста. Содержание стронция в последних падает до 110 г/т.

На отдельных участках в Карско-Усинском синклинии в некоторых разрезах фиксируется равномерное увеличение содержания стронция в приконтактовых интервалах живецких и нижнефранских отложений, что указывает на отсутствие перерыва в осадконакоплении или незначительную продолжительность его в пределах этих участков (бассейн рек Б. Лядгей, Сезымюнкошор, см. фиг. 2, III, IV).

Верхнедевонская бокситоносная формация широко распространена на западном склоне Южного Урала в прибрежной зоне Восточно-Европейского континента. Здесь она представлена преимущественно карбонатными породами, в меньшей степени терригенными осадками франского яруса. В разрезе карбонатной формации фиксируются позднефранский перерыв в осадконакоплении и приуроченный к нему орловский бокситоносный горизонт. Верхнедевонскую бокситоносную формацию составляют светло-серые рифогенные известняки самсоновской свиты, подстилающие бокситовые залежи, и темно-серые слоистые углисто-глинистые, битуминозные амфиоровые известняки усть-катавской свиты, образующие кровлю рудных тел. Иногда бокситы перекрываются песчано-глинистыми отложениями, залегающими под известняками кровли.

В закарстованных светло-серых рифогенных известняках стронция содержится в среднем 180 г/т, а в верхнефранских темных битуминозных амфиоровых известняках, перекрывающих бокситы орловского горизонта, концентрация стронция резко увеличивается почти в 2 раза (см. таблицу, фиг. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение стронция в бокситоносных формациях Урала подчиняется строго определенным закономерностям. Низкое фоновое содержание стронция отмечается исключительно в рифогенных известняках, предшествовавших перерывам в осадконакоплении и обычно подстилающих бокситовое оруденение, а максимальная концентрация его, как правило, фиксируется в эвапоритовых битуминозных амфиоровых и углисто-глинистых известняках, отлагавшихся вслед за перерывами и неизменно перекрывающих залежи бокситов (см. фиг. 3).

Резкое изменение концентрации стронция в разрезах бокситоносных формаций указывает на существование континентальных перерывов. В тех районах, где перерывы в осадконакоплении отсутствовали, в разрезах бокситоносных формаций фиксируется постепенное увеличение содержания стронция при переходе от рифогенных к эвапоритовым битуминозным амфиоровым и углисто-глинистым известнякам (см. фиг. 2, IV). Детальное изучение разрезов бокситоносных формаций Урала позволило установить, что характер распределения стронция в них контролируется палеотектоническими и палеогеографическими условиями развития региона, существовавшими во время формирования девонских карбонатных отложений.

Контрастное распределение стронция в бокситоносных формациях объясняется, по-видимому, периодическими колебаниями дна морского бассейна, обусловившими возникновение континентальных перерывов и формирование регрессивных и трансгрессивных серий карбонатных осадков. С регрессивным режимом осадконакопления связывается вы-

нос стронция из рифогенных известняков, а с трансгрессивным — концентрация его в эвапоритовых битуминозных и углисто-глинистых известняках (см. фиг. 3).

На возможную связь интенсификации выноса стронция с палеогеографическими условиями рифообразования и миграцию его из карбонатных пород разного возраста указывали многие исследователи [1, 3, 9]. Не останавливаясь подробно на описании опубликованных данных, рассмотрим кратко основные факторы, которые обусловили вынос стронция из девонских рифовых построек Урала.

В Уральской геосинклинальной области рифовые массивы формировались в периоды, предшествовавшие континентальным перерывам, т. е. в относительно спокойной тектонической обстановке [2]. Последующие положительные движения дна морского бассейна выводили прибрежные рифовые постройки в приливно-отливную зону, в пределах которой поверхность рифогенных известняков длительное время ритмично то осушалась, то покрывалась морскими водами, а также подвергалась воздействию атмосферных осадков. Вследствие этого верхняя часть рифовых массивов начинала разрушаться, а дальнейшее воздымание прибрежной зоны в периоды континентальных перерывов усиливало развитие процессов карстования, достигавших в нижнедевонских известняках глубины более 300 м (Щучинский синклиорий, СУБР). Одновременно с карстованием рифовых массивов под влиянием атмосферных осадков происходило растворение арагонита с преобразованием его в кальцит и высвобождение стронция [9]. Основная масса стронция выносилась метеорными водами в морской бассейн, а некоторая часть его концентрировалась в бокситах, накапливавшихся в глубоких карстовых воронках.

Миграция стронция из рифогенных известняков также объясняется их специфическими текстурными особенностями — значительной первичной пористостью и проницаемостью. Поэтому исследователи рассматривают рифы как более открытую систему по сравнению с седиментационными карбонатными осадками [1, 9].

Таким образом, приведенные данные по содержанию стронция в рифогенных известняках отражают его остаточную концентрацию, сохранившуюся после постседиментационных преобразований рифовых построек. Во время континентальных перерывов стронций интенсивно выносился метеорными водами из латеритных кор выветривания и накапливался в бокситах [5]. Максимальная концентрация его достигает 3000 г/т в красных марках бокситах, заполняющих на СУБРе глубокие карстовые воронки, представляющие собой полузамкнутые системы. В других типах бокситов содержание стронция изменяется в зависимости от условий их накоплений и влияния пострудных процессов.

Совершенно иная картина наблюдается в эвапоритовых карбонатных отложениях, формировавшихся вслед за континентальными перерывами, во время трансгрессии морского водоема.

Характерной особенностью битуминозных амфипоровых и углисто-глинистых известняков, обычно перекрывающих бокситовые залежи, является постоянная и значительная обогащенность стронцием (см. фиг. 3).

Максимальная концентрация стронция, фиксируемая в темных эвапоритовых известняках, перекрывающих бокситовые залежи, объясняется сохранением его первичного содержания в отложениях в условиях «закрытой системы» карбонатного диагенеза, модель которой детально разработана Я. Э. Юдовичем и др. [9]. По их мнению, на раннем этапе диагенетической литификации карбонатного осадка поровый флюид, насыщенный стронцием, оказывается запечатанным в пласте. Вследствие этого стронций в дальнейшем не мог мигрировать из него. На консервацию флюидов в порах большое влияние оказывало присутствие в эвапоритовых известняках органического вещества и глинистого материала.

В битуминозных амфипоровых и углисто-глинистых известняках выход нерастворимых остатков увеличивается в несколько раз по сравнению с рифогенными (см. таблицу). Тем не менее стронций практически не связан с терригенной примесью в карбонатных породах, что устанавливается отсутствием корреляции между содержаниями стронция и нерастворимого остатка. Некоторая зависимость концентрации стронция от количества нерастворимого остатка, наблюдаемая в эвапоритовых известняках, образующих кровлю бокситовых залежей (см. таблицу), отражает главным образом роль битумов и глинистого вещества как экранирующих примесей, которые снижали возможность проникновения надонных вод в поры и препятствовали растворению флюидов.

Максимальная концентрация стронция, как правило, фиксируется в наиболее глинистых и сильно битуминозных известняках. По мнению некоторых исследователей, высокая концентрация стронция в эвапоритовых известняках, перекрывающих бокситы, связана с амфипорами, способными наиболее активно аккумулировать его из морской воды.

Для выяснения этого вопроса автором были отобраны образцы светло-серых амфипоровых известняков нижнеэйфельского возраста, в которых отсутствовали признаки битуминозности, а выход глинистой фракции нерастворимого остатка составлял 0,13—0,2% (Ивдельский р-н, р. Тошемка). Анализ показал, что концентрация стронция в них не превышала 120—200 г/т.

Следовательно, максимальная концентрация стронция в эвапоритовых известняках обусловлена «закрытой системой» карбонатного диagenеза и является первичной. Не менее важна для консервации и сохранения поровых флюидов, насыщенных стронцием, большая скорость осадконакопления, которая обеспечивала быстрое захоронение осадков.

Таким образом, резкое увеличение концентрации стронция в эвапоритовых известняках, перекрывающих залежи бокситов, связано с континентальными перерывами и обусловлено трансгрессивным режимом осадконакопления (см. фиг. 2, I, II, V).

В седиментационных известняках, представляющих собой переходные слои от битуминозных амфипоровых и углисто-глинистых известняков к рифогенным, содержание стронция обычно ниже по сравнению с относительно глубоководными и выше, чем в мелководных отложениях.

В тех случаях, когда перерывов в осадконакоплении не существовало или они были кратковременными, содержание стронция в разрезах карбонатных отложений оставалось неизменным либо отмечалось постепенное увеличение его концентрации при смене мелководных рифогенных известняков относительно глубоководными эвапоритовыми (см. фиг. 2, III, IV).

Тщательный анализ фактических данных по распределению стронция в карбонатных бокситоносных формациях Урала также показывает, что по разности между концентрацией стронция в известняках, непосредственно подстилающих и перекрывающих бокситовые залежи, в принципе можно судить о сравнительной продолжительности континентальных перерывов и их масштабах, что позволяет прогнозировать наличие крупных или мелких месторождений бокситов.

ВЫВОДЫ

1. Распределение стронция в девонских бокситоносных формациях подчиняется строго определенным закономерностям. Низкое фоновое содержание стронция обычно отмечается в рифогенных известняках, подстилающих бокситовое оруденение, а максимальная концентрация его фиксируется, как правило, в эвапоритовых известняках, перекрывающих залежи бокситов.

2. Контрастный характер распределения стронция в различных по возрасту девонских бокситоносных формациях контролируется палео-

тектоническими и палеогеографическими условиями, существовавшими во время их формирования.

3. Континентальные перерывы и уровни бокситообразования весьма четко устанавливаются в разрезах карбонатных формаций в Уральской геосинклинали по резкому многократному превышению концентрации стронция (пикам) в эвапоритовых известняках над фоновым содержанием его в рифогенных образованиях.

4. На основе установленных закономерностей распределения стронция разработан и апробирован на Урале литогеохимический метод выявления скрытых перерывов и уровней бокситообразования, который в комплексе с палеонтологическим методом позволяет существенно повысить эффективность прогнозирования месторождений бокситов, залегающих на глубине в геосинклинальных областях Советского Союза, а также в других регионах, где развиты карбонатные бокситоносные формации разного возраста.

5. На примере девонских бокситоносных формаций Урала показана принципиальная возможность использования стронция также и для стратиграфической корреляции разрезов, удаленных на значительные расстояния.

Литература

1. Быков В. Н. Миграция стронция в карбонатных породах.— Тр. Пермск. н.-и. и проектн. ин-та нефт. пром-сти, 1975, вып. 12, с. 35—45.
2. Гуткин Е. С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недра, 1978. 235 с.
3. Кузнецов В. Г. О возможной геохимической специализации рифов (на примере распределения стронция).— В кн.: Литол. и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975, с. 21—43.
4. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
5. Теняков В. А., Эдлин М. Н., Галкина Г. В., Мамедов В. И. Стронций и барий в бокситах.— Сб. ВИМС: Новые данные по геологии бокситов. М., 1979, с. 95—106.
6. Ткаченко О. А., Большун Г. А., Федоров Н. В. Структурно-тектоническое положение субровского горизонта бокситов в Тагильском прогибе.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 5, с. 3—13.
7. Шарков А. А. Новые данные о бокситоносности отложений пашийского горизонта на Полярном Урале.— Сб. ВИМС: Новые данные по геологии бокситов. М., 1979, с. 24—39.
8. Шарков А. А. Уровни бокситообразования на Полярном Урале и строение Карского рудопоявления.— Геол. рудн. месторожд., 1980, т. XXII, № 5, с. 73—84.
9. Юдович Я. Э., Майдль Т. В., Иванова Т. И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 150 с.

ВИМС,
Москва

Поступила в редакцию
7.1.1982

УДК 549.623.6(551.331)

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛОБУЛЯРНОГО ГЛАУКОНИТА ВО ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ

[ШУТОВ В. Д.], ДРИЦ В. А., КАЦ М. Я., СОКОЛОВА А. Л.

На основе детального литолого-фациального, минералогического и кристаллохимического анализов глауконита из песчанников подошвенного слоя I элемента ритма Аврора (пенайская свита кампанского флиша Северо-Западного Кавказа) показана возможность образования глауконита в результате гидротермального подтока исходного вещества. Предложена новая модель, объясняющая зональное распределение состава глауконитов, когда степень их железистости уменьшается по мере продвижения в глубь бассейна.

ВВЕДЕНИЕ

Среди диоктаэдрических железосодержащих слюдистых минералов известны две разновидности — селадониты и глаукониты, идеализированная структурная формула которых может быть представлена в виде $K_1(Si_{4-x}Al_x)(R_{1+x}^{3+}R_{1-x}^{2+})O_{10}(OH)_2$, где R^{3+} — октаэдрические катионы Fe^{3+} и Al^{3+} , причем $Fe^{3+} \geq Al^{3+}$, а R^{2+} — октаэдрические катионы Mg и Fe^{2+} .

Отличительной кристаллохимической особенностью селадонитов является то, что отрицательный заряд 2:1 слоев практически целиком локализован в октаэдрах и для этих минералов, согласно рекомендациям Номенклатурной комиссии при Международной ассоциации по изучению глин и глинистых минералов, значение $x \leq 0,2$.

Для глауконитов характерна концентрация отрицательного заряда как в октаэдрической, так и в тетраэдрической сетках 2:1 слоев, и для них $x > 0,2$. Общепринято считать, что селадониты образуются в низкотемпературных гидротермальных условиях в результате синтеза из растворов, в то время как глаукониты формируются в осадках в условиях нормальной морской среды, для которой характерна «подвижная» форма железа.

Л. И. Горбунова [2] впервые отметила, что для глауконитов характерна минералогическая зональность, выражающаяся в уменьшении степени железистости этих минералов по мере продвижения в глубь бассейна. Она связывала эту особенность с тем, что аутигенное образование глауконитов отражало геохимическую зональность распределения железа, содержание которого увеличивалось от центра бассейна к берегам. И. В. Николаева [11] несколько модернизировала представления Л. И. Горбуновой и утверждала, что эта зональность связана с преобладанием Al -содержащего монтмориллонитового компонента по мере продвижения в глубь бассейна.

Задача данной работы — по-новому интерпретировать зональное распределение глауконитов по степени железистости и показать возможность образования глобулярного глауконита в результате гидротермального подтока необходимого «строительного» вещества. Успешное решение поставленных задач стало возможным в связи с удачным выбором объекта исследования — это синхронный пласт крупного флишевого ритма, прослеженный по всей площади палеобассейна.

Объект исследования — ритм Аврора — один из ритмов, названных В. А. Гроссгеймом по аналогии с наименованием тайфунов женскими именами (по алфавиту), является самым крупным в разрезе пенайской свиты кампанского флиша Северо-Западного Кавказа. Он прослежен В. А. Гроссгеймом в 37 обнажениях, равномерно распределенных на территории северо-западного погружения Главного Кавказского хребта, равной по площади 180×60 км [3, 4]. Наиболее интересен первый элемент ритма (I) — его песчаное основание, сохранившее свою естественную мощность, в то время как II и III элементы ритма размыты на разные глубины при формировании подошвенных слоев последующих ритмов. Мощность I элемента ритма Аврора 39—290 см, она закономерно изменяется в плане палеобассейна. Карта изопакит песчаного основания ритма вырисовывает три зоны повышенных мощностей, соответствующие трем частным прогибам, на которые распадается общий троговый бассейн кампанского флиша: на северо-востоке — Афипский прогиб; в центре общего бассейна — Лазаревский прогиб, отделяющийся от первого прогиба погружающимся островом Кавказской суши; на западе — Новороссийский прогиб, челочно примыкающий к Лазаревскому прогибу (фиг. 1).

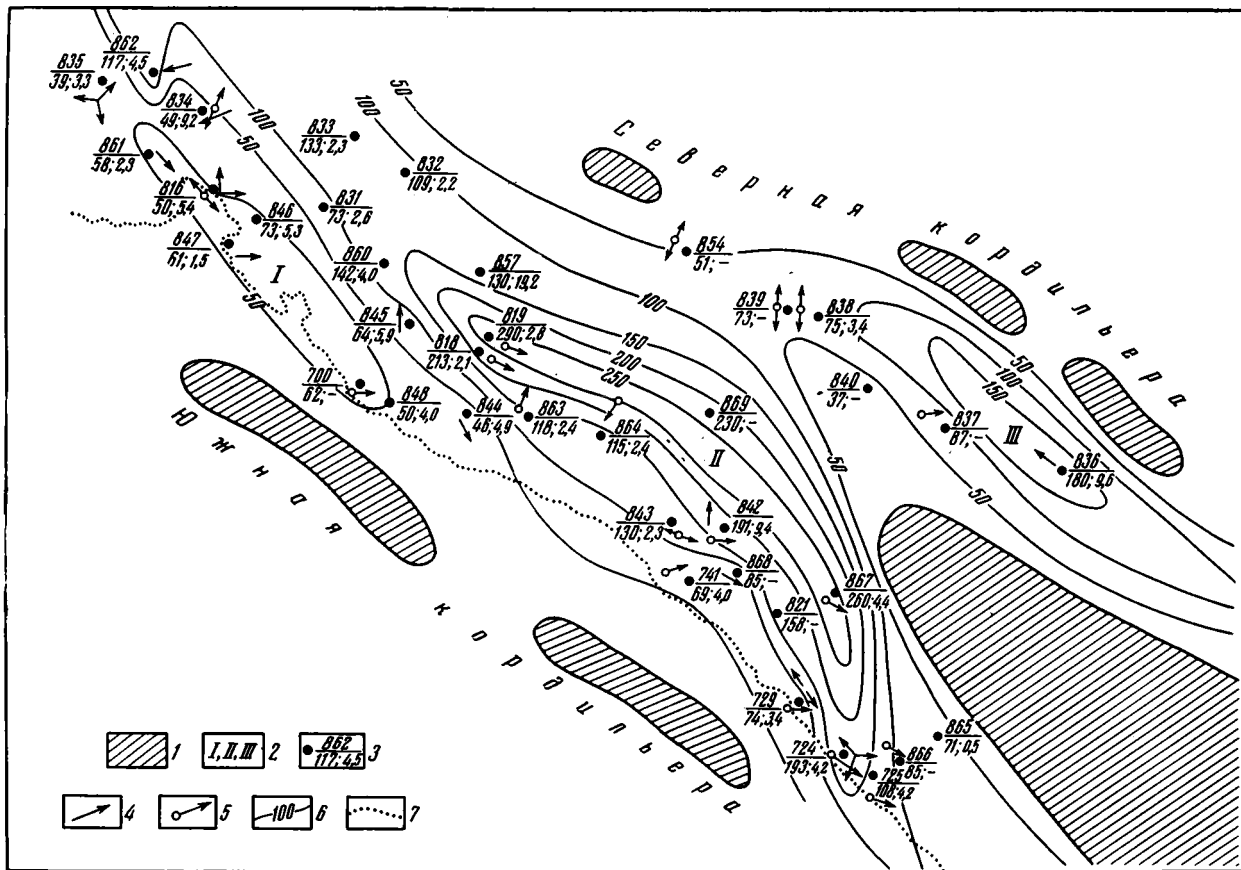
Снизу вверх по разрезу песчаных осадков I элемента ритма происходит смена текстурного и структурного их состава. Наиболее крупнозернистые песчаники развиты в самом основании ритма, выше они сменяются средне- и мелкозернистыми разностями. Для подошвенных частей ритма характерно почти повсеместное развитие гиероглифов с прямослоистыми и реже косослоистыми текстурами; выше по разрезу прямослоистые текстуры часто уступают место косослоистым, а еще выше — волнистослоистым.

Такое развитие структурного и текстурного состава песчаных пород ритма является лишь общей тенденцией, связанной с постепенным затуханием гидродинамической активности бассейна. В реальных разрезах ритма оно осуществляется гораздо сложнее и многообразнее, а главное, закономерно меняется в плане, сильно варьируя в пределах частных прогибов бассейна.

Разберем структурно-текстурные особенности песчаных пород, приуроченных к разным частным прогибам, сосредоточив главное внимание на характеристике песчаников самого основания ритма как пород, содержащих глобулы детально изученного глауконита.

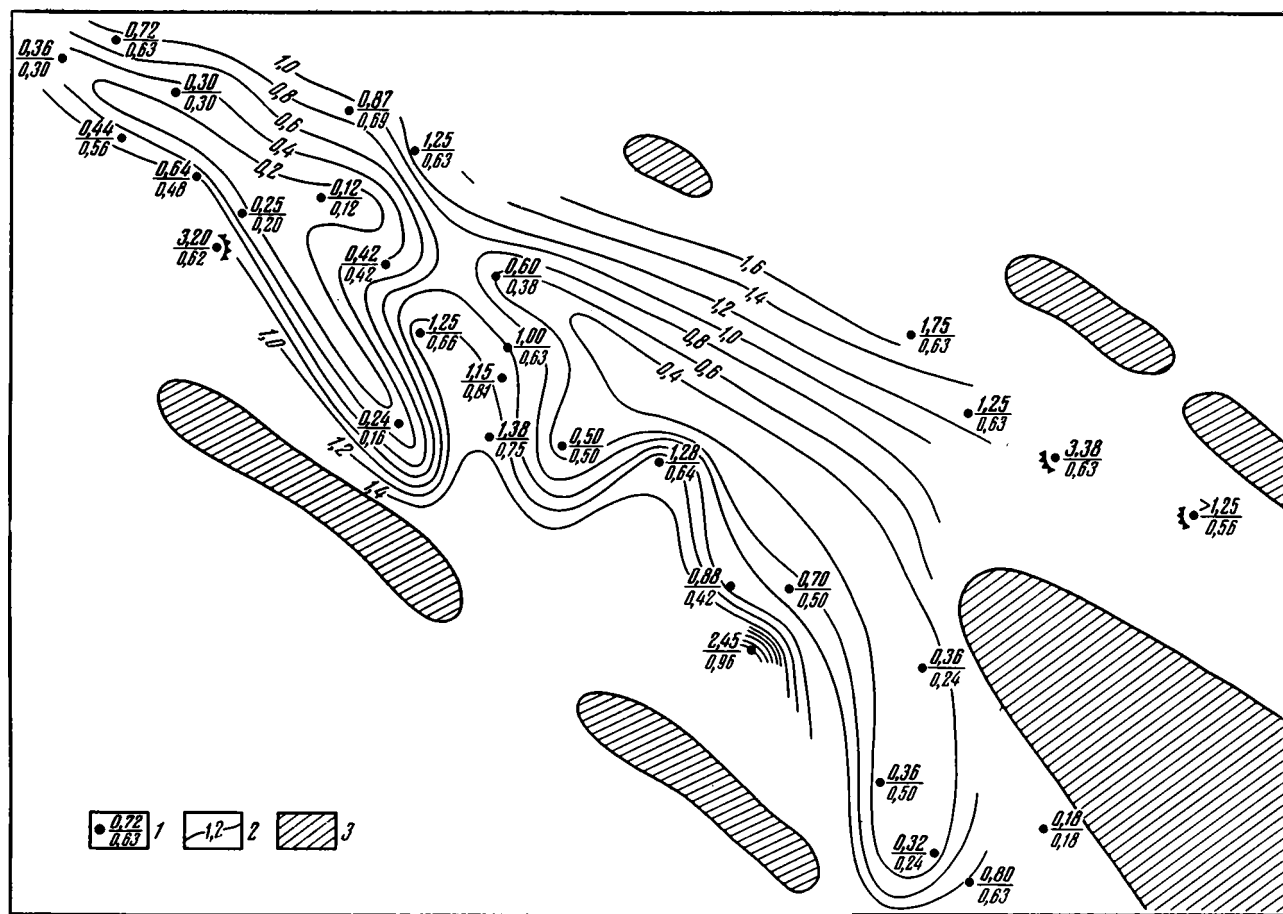
В Афипском прогибе подошвенные слои являются самыми крупнозернистыми из всех песчаных пород основания ритма, прослеженных в других пунктах. Они представлены грубозернистыми и гравийными песчаниками, а в одном случае и собственно конгломератом (обнажение Тушепс). Обломочная часть пород сложена почти исключительно зернами кварца. Карта распределения максимальных размеров терригенных зерен показывает для данной части палеобассейна цифры, превосходящие 1,25 мм (фиг. 2).

В отличие от Афипского породы Новороссийского прогиба сложены самым тонкозернистым материалом. Основание ритма представлено здесь только среднезернистыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в мелкозернистые песчаники и алевролиты. На фиг. 2 изолиния 0,20 мм хорошо оконтуривает внутреннюю часть прогиба с общим простиранием СЗ-ЮВ, выполненную наиболее мелкозернистым материалом. В средней части прогиб осложняется небольшим поперечным ответвлением, вытянутым к востоку (обнажение гора Лысая), как бы навстречу внутренней зоне Лазаревского прогиба. К бортам Новороссийского прогиба размер терригенных зерен увеличивается до 0,30—0,40 мм на севере и 0,44—3,25 мм на юге. Характерной особенностью песчаников Новороссийского прогиба является то обстоятельство, что вся крупнообломочная часть зерен представлена обломками органогенных известняков и раковин известковистых организмов.



Фиг. 1. Картограмма распределения мощностей отложений I элемента ритма Аврора (по В. А. Гроссгейму [3]) и процентного содержания глауконита в песчанниках его подошвенного слоя

1 — предполагаемые источники терригенного сноса; 2 — элементы строения флишевого палеобассейна: I — Новоросский прогиб, II — Лазаревский прогиб, III — Афицкий прогиб, 3 — точки наблюдения. Цифры в числителе соответствуют номерам образцов глауконитов и обнажениям в следующих географических пунктах: 862 — Горный, 835 — Гайдук, 834 — Неберджай, 861 — Молот, 833 — Абин, 832 — Большой Бугундырь, 831 — гора Лысая, 846 — Кабардинский перевал, 816 — Шехарис, 847 — мыс Дооб, 860 — Кордон, 857 — гора Папай, 819 — Северная Пшада, 818 — Южная Пшада, 845 — Тхаб, 700 — Джанхот, 848 — Прасковеевка, 844 — устье Дохлая шель, 863 — Вулан, 864 — Каменистая шель, 869 — Бурлуй, 854 — Шебш, 839 — Кобза, 838 — Псекупс, 840 — Хатыпс, 837 — Белый Ерик, 836 — Тушепс, 843 — Нечепсухо, 842 — устье Сальная шель, 741 — Новомихайловский перевал, 868 — Кабак, 821 — Агой, 867 — Спорная, 729 — Дедеркой, 724 — Макосе, 725 — Аше южное, 866 — Аше среднее, 865 — Аше северное, цифры в знаменателе: первая — мощность I элемента ритма Аврора (см), вторая — процентное содержание глобул глауконита в песчанниках подошвенного слоя ритма Аврора (определения в шлифах, проведенные В. Д. Шутовым), прочерк означает отсутствие определений; 4 — направление донных течений по замерам ориентировки наклонов серий косых слоев; 5 — направление донных течений по замерам ориентировки гниероглифов; 6 — изопахиты, проведенные через 50 см; 7 — современная береговая линия Черного моря



Фиг. 2. Картограмма распределения максимальных размеров терригенных зерен и глобул глауконита в песчаниках подошвенного слоя I элемента ритма Аврора

1 — точки наблюдения (в числителе — максимальный размер терригенных обломков, мм, в знаменателе — максимальный размер глауконитовых глобуль, мм); 2 — изолинии возможного распределения максимальных размеров терригенных обломков, проведенные через 0,2 мм; 3 — предполагаемые источники терригенного сноса

По крупности песчаных пород в основании ритма Лазаревский прогиб занимает промежуточное место. Подошвенные слои представлены здесь крупнозернистыми песчаниками. Однако характер их гранулометрии несколько меняется по направлению в крест простирания прогиба. Внутренняя, наиболее тонкозернистая часть прогиба, совпадающая с зоной повышенных мощностей (см. фиг. 1), протягивается от обнажения у горы Папай сначала в общекавказском направлении, а далее, после обнажения Спорная, поворачивает к югу и в районе обнажения Макопсе пересекает современную береговую линию. Максимальный размер терригенных зерен в этой зоне не превышает 0,32—0,60 мм. Южное крыло Лазаревского прогиба, а также поперечный увал, отделяющий Лазаревский прогиб от Новороссийского, характеризуются повышенными значениями максимального размера зерен (1,38—2,45 мм). Северное крыло Лазаревского прогиба отчетливо фиксируется только на западе, где оно совпадает с северным бортом общего трогового бассейна. Максимальный размер зерен возрастает здесь до величин 0,72—1,25 мм (см. фиг. 2). На востоке северной границей Лазаревского прогиба служит его сопряжение с Афипским прогибом, которое в деталях не изучено.

Если взглянуть теперь на весь флишевый бассейн в целом, то отчетливо намечается его общее продольное расчленение. Обособляется внутренняя, более прогнутая и с более мелкозернистыми осадками зона, проходящая сначала по Новороссийскому прогибу, затем через его поперечное ответвление перекидывающаяся на срединную зону Лазаревского прогиба. С северо-востока и юго-запада к ней примыкают две прибортовые зоны с несколько пониженными мощностями и более грубозернистым составом осадков.

Общее перемещение поступавшего с кордильер обломочного материала в бассейне осуществлялось, с одной стороны, из зон меньших мощностей в зоны повышенного прогибания и, с другой — вдоль внутренних, наиболее прогнутых зон с северо-запада на юго-восток. Такое перемещение обломочного материала хорошо зафиксировано в ориентировке гиероглифов и серий косых слойков, замеренных в свое время В. А. Гроссгеймом [3] и воспроизводимых на фиг. 1. Распределение мощностей как в пределах частных прогибов, так и во всем бассейне хорошо совпадает с характером соответствующих прогибаний, фиксируемых во всем объеме флишевой формации. Следовательно, геотектонический режим и связанное с ним осадконакопление, имевшее место в период формирования пород ритма Аврора, как бы моделирует условия осадконакопления во всей флишевой формации.

Рассмотрим теперь распределение глобуль глауконита в подошвенных осадках ритма. По аналогии с картой распределения максимальных размеров терригенных обломков в песчаниках была составлена соответствующая карта для глауконита. Обе карты оказались идентичными, что позволило представить их на одной фиг. 2. Распределение глобуль глауконита во всех деталях повторяет размещение обломочного материала. По периферии частных прогибов и всего флишевого прогиба в целом накапливались крупные глобули, по мере перехода во внутренние зоны они становились все мельче и мельче. Однако во всех случаях размер терригенных зерен песчаника продолжал доминировать над размерами глобуль глауконита.

Для глауконита составлена еще одна карта, отражающая общее содержание его глобуль в песчаных породах (по данным шлифов, см. фиг. 1). И в этом случае мы имеем некоторое сходство с распределением терригенных обломков. Однако сходство это далеко не полное. В одних случаях оно выступает особенно ярко (например, при концентрации глауконита в средней зоне Лазаревского прогиба, обнажение Папай), в других — в сильно сглаженном виде: в этом смысле характерно отсутствие высоких концентраций глауконита в осевой зоне Новороссийского прогиба и его поперечного ответвления (обнажение гора Лысая). Тем не менее сравнение всех карт позволяет сделать вы-

вод об аллотигенном распределении глобуль глауконита. Однако факторы, контролирующие его размещение и концентрацию, не ограничиваются только одной гранулометрией. Существуют и другие причины, обуславливающие то или иное распределение глобуль глауконита на площади, которые станут яснее после изложения материала по детальному изучению состава и структуры глауконита.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Наибольшую генетическую информацию о глауконите можно получить при количественном анализе гетерогенности минерала [7]. Ранее нами было показано [14], что так называемые «мономинеральные» образцы глауконита, состоящие из глобулярных образований, в действительности представляют собой гетерогенную смесь фаз. В их состав помимо собственно глауконита входят смешанослойные образования с переменным соотношением слюдистого и монтмориллонитового (нотропитового) компонентов, вплоть до чистых смектитовых разностей. В связи с этим был предложен метод изучения кристаллохимической гетерогенности глауконитовых глобулярных образцов, позволивший получать новую, более детальную информацию о степени однородности — неоднородности исследуемых глауконитов. Это позволило также глубже понять историю формирования и механизм постседиментационных преобразований глауконитов разного возраста. В данной работе этот метод был далее усовершенствован и его основные особенности сводятся к следующему.

Учитывая большую гетерогенность глауконита, небольшой процент зерен во фракциях на «крыльях» их распределения по плотности и желание исследовать каждую фракцию в узких пределах плотности различными методами, образцы пород, содержащие глобулярный глауконит, отбирались по 5—10 кг. Они дробились, рассевались и исследовалась лишь фракция 0,1—0,25 мм, наиболее представительная для данного бассейна. Путем двукратного пропускания через ленточный магнитный сепаратор выделялась магнитная составляющая образцов. Используя сепаратор Окунева и электромагнитный изодинамический сепаратор «СИМ-1», из концентрата выделяли магнитные глобули, из которых методом ступенчатого изменения плотности [7] получали идентичные для всех образцов пород фракции в узких пределах плотности в интервале 2,3—2,9 г/см³ (табл. 1). Навески до 30 г делились в конусе объемом 500 мл, а навески <5 г — в конусе объемом 200 мл. В результате были построены гистограммы распределения глобуль по плотности для всех изученных образцов. Каждая из выделенных плотностных фракций подвергалась изучению комплексом методов, включая рентгеновский и химический анализы, электронографию, растровую, электронную микроскопию и ИК-спектроскопию.

Исследовались легкие фракции в немагнитном отвале ленточного сепаратора, полученные по методике, описанной в [8]. Отметим, что несколько килограммов немагнитной составляющей образцов содержали только десятки или сотни миллиграммов (редко — первые граммы) глобулярных фракций плотностью <2,45 г/см³. По условиям эксперимента в легкие фракции попадал небольшой процент более тяжелых зерен из породы (включая зерна кварца с плотностью ~2,65 г/см³). Методом ступенчатого изменения плотности выделяли плотностные фракции в интервале 2,0—2,6 г/см³ с шагом 0,06 г/см³. Для каждого образца гистограммы магнитной и легкой немагнитной составляющих перекрываются в области 2,4—2,6 г/см³. Исследования показали, что в магнитных и немагнитных составляющих образцов глобули с одинаковой плотностью, как правило, характеризуются близкими структурными свойствами. Анализ подобных образований, дополняющих глауконитовую составляющую в ее немагнитном состоянии, ранее не проводился.

Параллельно каждый образец изучался оптически в шлифах. При

Частоты распределения по плотности глобуль магнитной составляющей изученных глауконитов, вес. %

№ образца	№ фракции							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	Интервалы плотностей, г/см ³							
	2,29—2,39	2,39—2,49	2,49—2,54	2,54—2,59	2,59—2,64	2,64—2,69	2,69—2,77	2,77—2,89
862	0,78	3,10	8,50	20,59	31,52	25,21	9,56	0,50
861	0,19	2,21	5,77	15,97	26,11	27,17	19,42	3,20
834	0,93	10,70	21,37	30,15	20,79	10,89	3,95	1,22
816	0,02	0,51	3,00	15,69	47,41	27,76	4,58	0,98
846	0,16	2,09	11,24	30,81	33,62	14,67	6,07	1,36
847	0,03	0,26	3,50	14,46	24,78	28,04	24,17	4,76
833	0,95	10,78	45,54	23,08	14,22	3,59	1,06	0,79
857	0,01	0,11	4,44	25,36	43,17	21,35	4,35	1,18
819	0,03	0,72	3,86	12,94	32,29	38,11	10,69	1,33
818	0,31	1,97	4,61	14,77	28,90	30,82	14,69	3,96
844	0,03	0,34	2,87	19,51	35,31	30,75	10,45	0,71
863	0,27	3,89	10,73	21,31	30,93	22,53	8,84	1,54
864	0,18	1,54	5,41	9,56	18,61	34,51	28,46	1,69
842	0,34	2,62	7,05	17,15	28,02	23,74	17,94	3,17
741	3,35	8,41	14,60	18,69	23,14	17,31	11,82	2,66
729	5,10	12,61	14,18	27,60	18,90	13,45	6,81	1,34
724	5,06	12,33	16,62	22,95	23,74	12,43	5,91	0,92
725	1,30	5,55	8,92	19,10	31,26	21,13	11,26	1,50
838	1,74	4,53	5,93	18,10	25,40	24,69	17,10	2,50
836	9,03	21,44	19,17	24,16	16,50	6,92	2,14	0,66

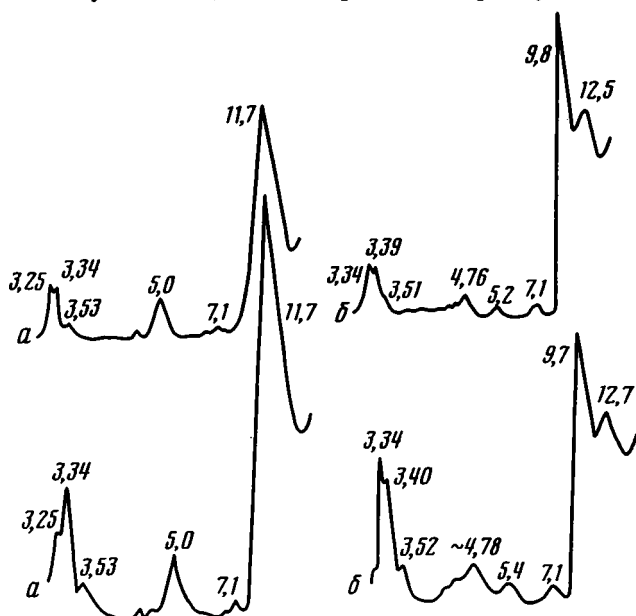
этом было определено общее содержание глауконита в породе, а также оценены максимальные размеры терригенных и собственно глауконитовых зерен.

СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

1. Плотностные фракции магнитной составляющей образцов

Анализ распределения плотности глобуль магнитной составляющей всех исследованных образцов глауконита показал, что, как правило, они имеют наибольшее количество глобуль с плотностью 2,49—2,69 г/см³. В целом распределение глобуль по плотности оказалось близким по всей площади палеобассейна. Однако для образцов глауконита из прибортовых участков (см. табл. 1, обр. 741, 836, 847 и др.) характерен достаточно широкий интервал плотностей, в котором глобули распределены примерно с одинаковой вероятностью (высокая степень гетерогенности), тогда как в образцах из центральных областей бассейна (обр. 857, 819, 846) наибольшее количество глобуль приходится на значительно более узкий интервал плотностей (низкая степень гетерогенности). При рентгеновском изучении ориентированных препаратов разных плотностных фракций в природном, насыщенном глицерином и этиленгликолем, а также прокаленном состоянии выяснилось, что каждый образец является гетерогенным и представляет собой смесь нонтронита, смешанослойных фаз и глауконита. Самые легкие фракции также гетерогенны и состоят из двух фаз — нонтронита и смешанослойных образований. Глобули во фракциях с плотностью от 2,40 до 2,77 г/см³ статистически однородны и представляют собой смешанослойные образования, содержание разбухающих межслоев в которых постепенно уменьшается с ростом плотности глобуль. Самые тяжелые фракции представлены практически мономинеральным глауконитом, содержащим не более 3—5% разбухающих межслоев.

Сравнение фазового состава глобуль данной плотности по площади исследуемого палеобассейна показало, что в среднем они сходны между собой в гораздо большей степени, чем глобули разной плотности в пределах одного и того же образца. Особенно однородными в фазовом отношении оказались наиболее тяжелые плотностные фракции всех образцов. Например, образцы VII фракции представлены либо мономинеральным глауконитом, не содержащим разбухающих межслоев,



Фиг. 3. Дифрактограммы плотностных фракций глауконита (обр. 857)

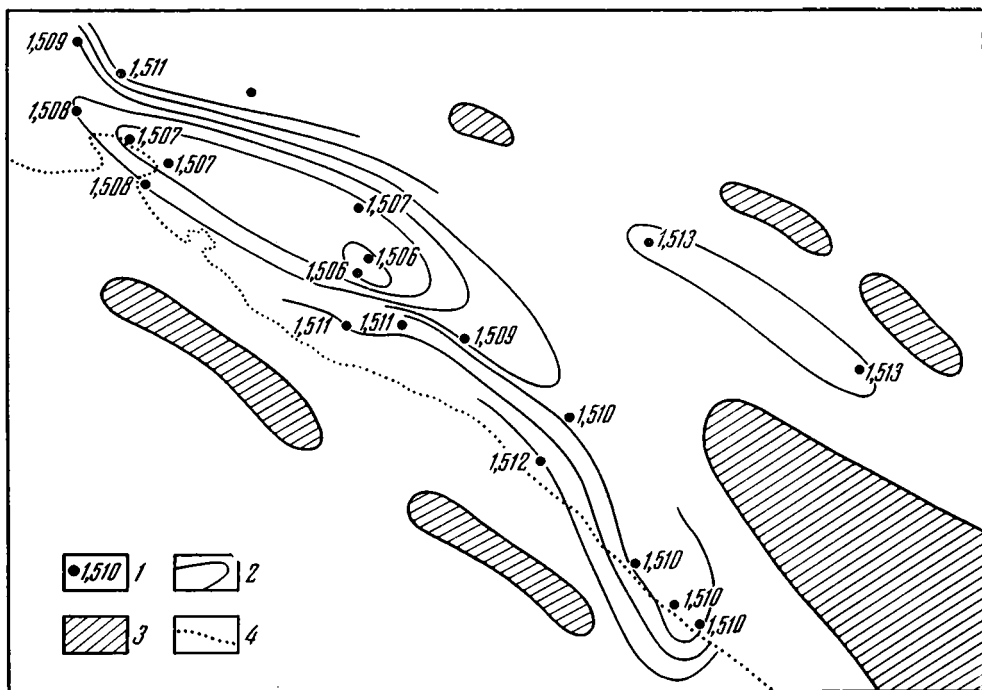
1 — II плотностная фракция магнитной составляющей образца, 2 — IX плотностная фракция немагнитной составляющей образца. а — природные, б — насыщенные глицерином

либо глауконитом, в структуре которого концентрация монтмориллонитовых межслоев не превышает 5%. Дифрактограммы VII фракции всех образцов содержат практически целочисленную серию базальных отражений, положение которых лишь незначительно изменяется после обработки препаратов органическими жидкостями.

В образцах V фракции при среднем содержании разбухающих межслоев в смешанослойных структурах, равном 10—15%, проявляется заметная разница в дифрактограммах насыщенных глицерином препаратов. Если для периферийных образцов наблюдаются anomalously большие значения межплоскостных расстояний малоугловых отражений, связанные с малой толщиной микромонокристаллов [5], то для образцов из самых центральных районов палеобассейна (обр. 846, 857) этот эффект отсутствует, что, по-видимому, связано с относительно лучшей общей окристаллизованностью микрокристаллов в глобулях глауконитов центральных районов.

Для многих образцов IV и особенно III и II фракций характерны смешанослойные структуры, в которых монтмориллонитовые межслои распределены с фактором ближнего порядка $S \geq 2$ (фиг. 3). Присутствие на дифрактограммах препаратов, насыщенных этиленгликолем, двух малоугловых рефлексов с d , равным 12—12,5 и 9,5—9,8 Å, свидетельствует о том, что в смешанослойной структуре слюда—сметит чередование слоев разного типа осуществляется таким образом, что слюдистые слои (тип А) неупорядоченно чередуются со слоевыми пакетами ААВ, т. е. два соседних монтмориллонитовых слоя разделены по меньшей мере двумя слюдистыми [5].

В состав образцов I и II фракций наряду со смешанослойной фа-



Фиг. 4. Картограмма распределения значений $d(060)$, А VII плотностных фракций магнитной составляющей изученных глауконитов
 1 — точки наблюдения, цифры — значения $d(060)$, А; 2 — изолинии предполагаемого распределения глауконитов с равными значениями $d(060)$ А; 3 — предполагаемые источники терригенного сноса; 4 — современная береговая линия Черного моря

зой входит феррисодержащий монтмориллонит, распределение которого не является однородным по площади исследуемого палеобассейна. Максимальные содержания монтмориллонита приурочены ко всем периферийным образцам юго-восточной части палеобассейна.

Таким образом, наиболее примечательной особенностью смешанно-слоистых фаз, составляющих основную часть глобулярного глауконита, является необычное для типично глауконитовых образований распределения разбухающих и неразбухающих межслоевых промежутков, свидетельствующее, очевидно, о своеобразии условий формирования исследуемых минералов.

Зональное распределение глауконитов, отличающихся по степени железистости, наиболее выразительно выявилось при измерении значений $d(060)$ для каждой фракции всех исследованных образцов.

Распределение значений $d(060)$ для образцов VII фракции по площади палеобассейна характеризуется следующими особенностями (фиг. 4). Наиболее высокие значения $d(060)$, равные 1,510—1,512 А, отмечаются для образцов, приуроченных к прибортовым участкам общего прогиба. По мере перемещения к центру палеобассейна значения $d(060)$ уменьшаются до 1,509—1,508 А, достигая в самом центре 1,506 А. Точность измерения была не ниже $\pm 0,0005$ А.

Для образцов V фракции имеются данные химического анализа, пересчитанные на соответствующие кристаллохимические формулы (табл. 2), показывающие, что все глаукониты данной фракции характеризуются практически одинаковой степенью замещения Si на Al, а также близким составом двухвалентных октаэдрических и межслоевых катионов. Их основное отличие в разной степени железистости, которая закономерно уменьшается по мере перехода от периферийных образцов к образцам из центральных зон палеобассейна. Сравнение характера изменений $d(060)$ и степени железистости показывает, что эти характеристики взаимосвязаны (табл. 3). Увеличение значений $d(060)$

Таблица 2

Структурные формулы глобулярных глауконитов V плотностных фракций магнитных составляющих исследованных образцов

№ образца	Тетраэдры			Октаэдры					Межслой		
	Si	Al	Σ	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Σ	K	Na	Ca
862	3,69	0,31	4,00	0,48	1,03	0,09	0,42	2,02	0,59	0,02	0,07
861	3,66	0,34	4,00	0,81	0,61	0,14	0,41	1,97	0,60	0,04	0,17
834	3,70	0,30	4,00	0,68	0,75	0,15	0,40	1,98	0,57	0,06	0,15
816	3,68	0,32	4,00	0,77	0,74	0,09	0,44	2,04	0,58	0,02	0,07
846	3,70	0,30	4,00	0,92	0,56	0,15	0,37	2,00	0,61	0,03	0,08
847	3,67	0,33	4,00	0,68	0,70	0,18	0,41	1,97	0,61	0,03	0,18
833	3,62	0,38	4,00	0,54	0,99	0,02	0,49	2,04	0,59	0,03	0,07
857	3,71	0,29	4,00	0,82	0,59	0,21	0,41	2,03	0,63	0,03	0,08
819	3,71	0,29	4,00	0,77	0,67	0,17	0,39	2,00	0,60	0,03	0,11
818	3,65	0,35	4,00	0,66	0,85	0,14	0,44	2,09	0,57	0,02	0,03
844	3,69	0,31	4,00	0,55	0,80	0,20	0,45	2,00	0,60	0,03	0,16
863	3,65	0,35	4,00	0,68	0,79	0,16	0,34	1,97	0,59	0,02	0,17
864	3,65	0,35	4,00	0,66	0,76	0,16	0,36	1,94	0,63	0,04	0,20
842	3,69	0,31	4,00	0,64	0,81	0,17	0,37	1,99	0,60	0,03	0,13
741	3,71	0,29	4,00	0,45	0,94	0,18	0,42	1,99	0,57	0,02	0,17
729	3,68	0,32	4,00	0,65	0,81	0,14	0,44	2,04	0,57	0,02	0,08
724	3,66	0,34	4,00	0,62	0,87	0,13	0,43	2,05	0,58	0,03	0,07
725	3,66	0,34	4,00	0,51	1,07	0,03	0,40	2,01	0,56	0,02	0,09
838	3,67	0,33	4,00	0,51	1,02	0,14	0,39	2,06	0,56	0,02	0,05
836	3,71	0,29	4,00	0,47	0,94	0,22	0,38	2,01	0,58	0,03	0,13

* Расчет структурных формул проводился на основе предположения, что анионный каркас на $\frac{1}{2}$ ячейки составляет $O_{10}(OH)_2$.

Таблица 3

Экспериментальные значения $d(060)$, полученные для III, V и VII плотностных фракций магнитной составляющей исследованных глауконитов, Å

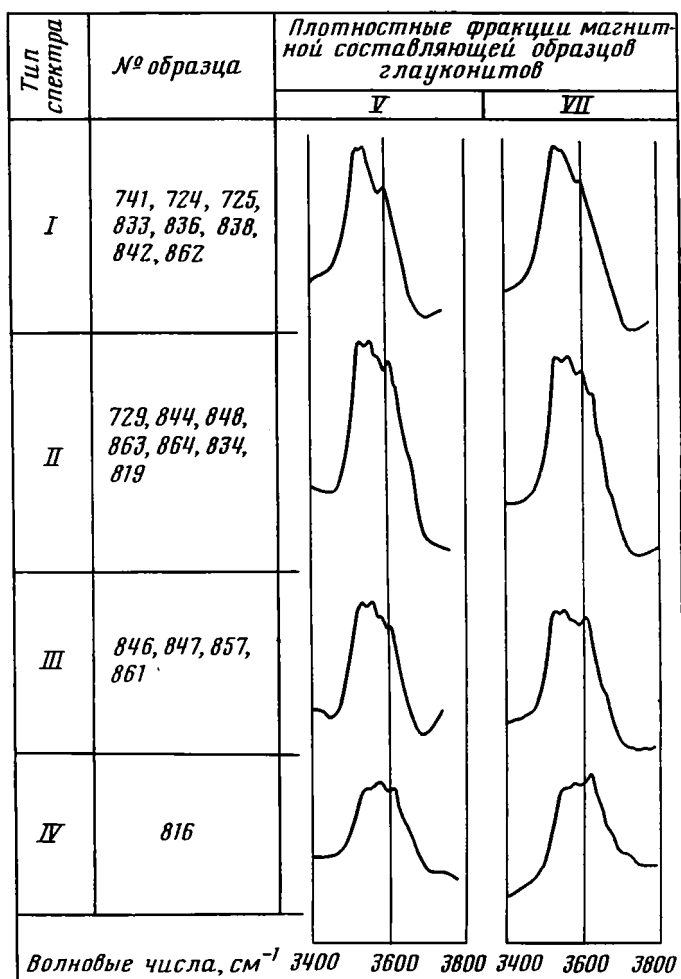
№ образца	Фракция			№ образца	Фракция		
	III	V	VII		III	V	VII
862	1,506	1,507	1,509	844	1,506	1,508	1,511
861	1,504	1,506	1,508	863	1,505	1,508	1,511
834	1,505	1,508	1,511	864	1,504	1,507	1,509
816	1,503	1,504	1,507	842	1,506	1,507	1,510
846	1,503	Не обн.	1,507	741	1,506	1,509	1,512
847	1,504	1,507	1,508	729	1,508	1,509	1,510
833	1,505	Не обн.	1,509	724	1,506	1,509	1,510
857	1,504	1,505	1,507	725	1,507	1,508	1,510
819	1,503	1,505	1,506	838	1,508	1,510	1,513
818	1,504	1,505	1,506	836	1,509	1,510	1,513

непосредственно отражает рост железистости в структуре анализируемых образцов.

Аналогичный характер распределения значений $d(060)$ по площади палеобассейна установлен и для других плотностных фракций. В табл. 3 сведены значения $d(060)$ для III, V, VII плотностных фракций магнитной составляющей всех исследованных образцов глауконита. Анализ этих данных приводит к выводу о том, что в каждом образце с уменьшением плотности глобуль уменьшается содержание октаэдрического железа в 2:1 слоях их структур, а для каждой плотностной фракции разных образцов наблюдается одно и то же зональное распределение, выражающееся в уменьшении степени железистости в направлении от периферийных к центральным участкам палеобассейна.

Установленные закономерности были подтверждены при исследовании плотностных фракций разных образцов методом ИК-спектроскопии и электронографическим методом косых текстур. Были получены ИК-спектры V и VII фракций всех образцов глауконитов в области

валентных колебаний ОН-групп. Все ИК-спектры изученных глауконитов могут быть разбиты на четыре типа. Характерные спектры каждого типа для двух фракций приведены на фиг. 5. В области валентных колебаний ОН-групп на всех спектрах можно выделить четыре более или менее разрешенные полосы: 3530, 3555, 3580, 3605 см^{-1} . Надежное отнесение этих полос отсутствует однако, по литературным данным [16], во всех случаях две низкочастотные полосы связываются с валентными колебаниями ОН-групп, имеющих в ближайшем окружении ионы



Фиг. 5. Характерные ИК-спектры изученных глауконитов

железа, в то время как более высокочастотные полосы объясняются влиянием ионов алюминия. Такое отнесение подтверждается и для тех изученных фракций образцов, для которых известен их химический состав. Поэтому сравнение спектров V и VII фракций образцов (см. фиг. 5) приводит к выводу об увеличении содержания железа в 2 : 1 слоях их структур с повышением плотности фракции. Сопоставление же распределения образцов глауконитов по площади флишевого бассейна с характером их ИК-спектров свидетельствует о понижении степени железистости каждой фракции от периферийных к центральным частям бассейна. Примечательно более высокое разрешение полос валентных колебаний ОН-групп изученных плотностных фракций в сравнении с аналогичными ИК-спектрами природных глауконитов, не прошедших плотностное фракционирование. Этот факт подтверждает целесообраз-

Параметры элементарных ячеек глауконитов

№ образца	Плотностные фракции магнитных составляющих исследованных образцов											
	III				V				VIII			
	параметры элементарных ячеек				параметры элементарных ячеек				параметры элементарных ячеек			
	a	b	c	β	a	b	c	β	a	b	c	β
861	5,21	9,02	10,20	100°48'	5,21	9,03	10,20	100°48'	5,22	9,04	10,19	100°48'
844	5,22	9,04	10,04	100°48'	5,22	9,05	10,03	100°24'	5,23	9,07	10,01	100°24'
836	5,22	9,05	10,04	100°30'	5,22	9,06	10,04	100°30'	5,24	9,08	10,01	100°54'
846	5,21	9,02	10,10	100°50'	5,22	9,04	10,09	100°50'	5,22	9,05	10,06	100°36'
857	5,20	9,02	10,19	100°58'	5,22	9,03	10,14	100°26'	5,23	9,04	10,14	100°26'

Примечание. Параметры a, б, с даны в Å.

ность исследования отдельных плотностных фракций исходно гетерогенных глауконитовых образцов.

С помощью электронографического метода косых текстур выяснилось, что степень трехмерной структурной упорядоченности в пределах каждого изученного образца увеличивается с ростом плотности глобуль, что связано, очевидно, с уменьшением числа разбухающих межслоевых промежутков. Об этом свидетельствует закономерное уменьшение диффузного фона между рефлексами на первом эллипсе и улучшение общего качества электронограмм по мере перехода к более тяжелым фракциям. Индицирование рефлексов и характер распределения их интенсивностей показывает, что структура исследуемых глауконитов характеризуется политипной модификацией 1M с параметрами, приведенными в табл. 4. Для всех образцов наблюдается закономерное увеличение параметра *b* по мере перехода от более легких фракций к тяжелым. Кроме того, анализ фракций с фиксированной плотностью показывает, что образцам из центральных районов палеобассейна (обр. 857, 846) свойственны меньшие значения параметров *a* и *b* по сравнению с соответствующими фракциями периферийных образцов. Это связано с увеличением содержания алюминия в 2:1 слоях структур рассматриваемых образцов.

С помощью растровой электронной микроскопии установлено, что для всех образцов по мере перехода от более легких фракций к тяжелым улучшается «сохранность» первичной сферической формы глауконитовых глобуль и однородность их поверхности. С увеличением содержания монтмориллонитового компонента и общей гетерогенности глауконитовых глобуль увеличивается степень «корродированности» их поверхности, обусловленная, очевидно, многократным переотложением глобуль при меньшей твердости более гидратированных разностей. Особенно контрастно различное строение глобуль разных фракций выявляется для образцов центральных районов палеобассейна. Наиболее легкие глобули этих образцов практически утратили свою первоначальную форму, превратившись в рыхлые спутанно-чешуйчатые агрегаты. Для периферийных образцов различия в строении глобуль разной плотности не столь значительны.

2. Плотностные фракции немагнитной составляющей образцов

Исследование плотностных фракций немагнитных частей образцов представляет особый интерес, так как сам факт существования в глауконитовых образцах немагнитной составляющей, представленной глобулями, содержащими слоистые силикаты, ранее был неизвестен. Анализ гистограмм для каждого изученного образца показал, что относительное содержание глобуль увеличивается при переходе от легких фракций к тяжелым. Однако, в противоположность гистограммам фракций магнитных составляющих, в данном случае разброс плотност-

ных характеристик глобуль для разных образцов изменяется в более широких пределах. По данным рентгеновских анализов, все немагнитные плотностные фракции содержат заметные количества обломочного кварца, кальцита, полевых шпатов. Содержание этих минералов особенно велико в образцах из центральных частей частных и общего прогибов палеобассейна, где мощность отложений I элемента ритма Аврора наивысшая.

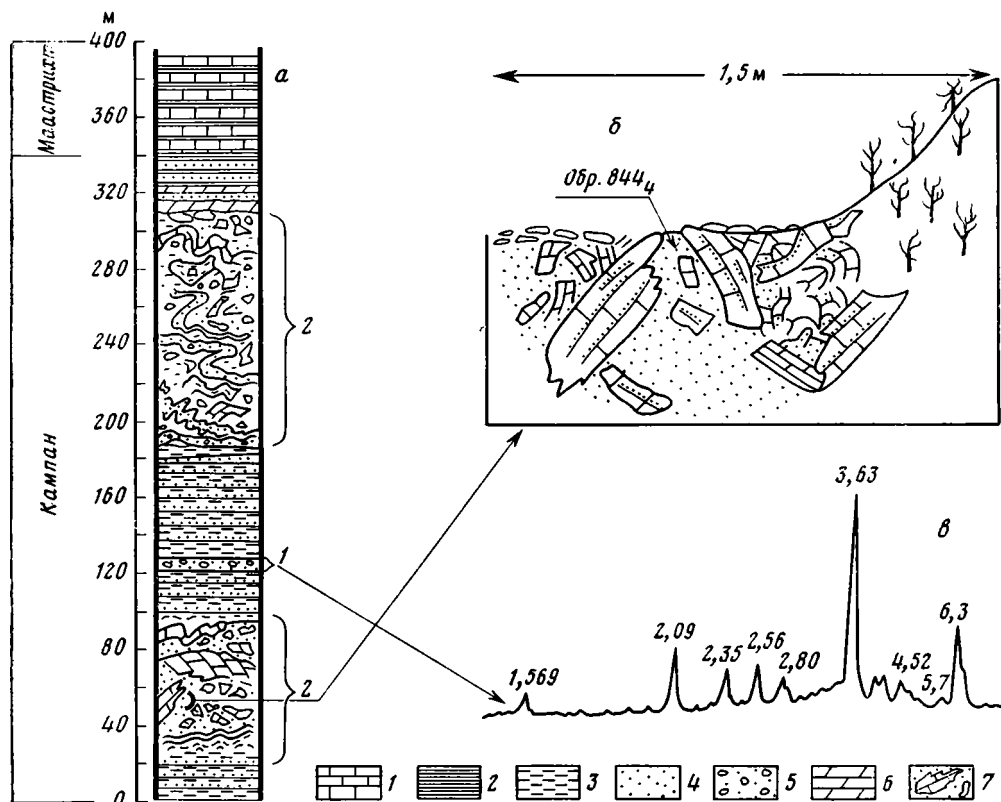
Состав глинистых минералов легких фракций практически всех образцов, согласно результатам их рентгеновского изучения, представлен диоктаэдрическим Al-содержащим монтмориллонитом с небольшой концентрацией, по-видимому, терригенной слюды и хлорита. По мере перехода к тяжелым фракциям увеличивается гетерогенность их состава как за счет роста содержания терригенных составляющих, так и в результате появления наряду с монтмориллонитом смешанослойных фаз, в том числе и фаз, в которых чередование разнотипных слоев происходит с фактором $S \geq 2$. С генетической точки зрения важно, что в некоторых образцах из центральных областей палеобассейна полностью отсутствуют легкие фракции, представленные монтмориллонитом (обр. 857, 846). Анализ значений $d(060)$ свидетельствует о нарастании степени железистости при переходе от легких фракций к тяжелым в пределах одного и того же образца. Фракции с фиксированным интервалом плотностей характеризовались сравнительно однородным распределением значений $d(060)$ для всех образцов, независимо от их положения на площади палеобассейна.

Особо следует отметить факт обнаружения в легких фракциях (плотность 2,30—2,35 г/см³) образцов из двух соседних обнажений (обр. 844, обнажение Дохлая шель и обр. 848, обнажение Прасковеевка) хорошо ограненных кристаллов содалита характерной кубической формы и показателем преломления, равным 1,484. Минерал надежно диагностируется дифрактометрически, а также по морфологии кристаллов галита, выпадающих из азотнокислой вытяжки минералов.

Проведенное структурно-минералогическое исследование глауконитов показало, что использованная методика анализа ряда плотностных фракций, выделенных из каждого «мономинерального» образца, весьма целесообразна. Она позволяет выявлять такую информацию о глобулярном глауконите, которую другими методами получить практически невозможно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В литературе широко распространена точка зрения, что исходный материал для формирования глауконита мобилизуется на континенте в формах выветривания [10, 11]. В соответствии с этим считают, что все необходимые элементы, такие как кремний, железо, алюминий и др., в виде взвеси, коллоидов или в форме растворенных компонентов транзитом доставляются реками в прибрежно-морские фации конечных водоемов стока [12]. В нормальноморской среде в условиях восстановительной обстановки на границе осадков с придонной водой могут развиваться интенсивные процессы диффузного подтока, приводящие к зарождению микроконкреционных образований глауконита. Такая схема образования глауконита справедлива, по-видимому, для нормальноморских водоемов, но она совершенно непригодна для флишевого бассейна. В условиях последнего прежде всего нет начального звена его образования — необходимых кор выветривания, поставляющих в бассейн соответствующий «строительный материал». Тектоно-палеогеографическая схема формирования флиша предусматривает питание бассейна свежим терригенным материалом за счет его сноса с прилегающих кордильер. Последние отделены от прогиба системой глубоких конседиментационных разломов [13]. Периодическая активизация тектонической деятельности в зоне разломов каждый раз сопровождалась импульсивным сбросом с кордильер в бассейн очередной порции терригенного материала. Можно легко представить, сколь глубоко эродированы прилега-



Фиг. 6. Разрез кампанского флиша в ущелье Дохлая шель (по полевым наблюдениям) *а* — литологическая колонка: 1 — известняки, 2 — глины, 3 — алевролиты, 4 — песчаники, 5 — гравелиты, 6 — мергели, 7 — глыбовая брекчия. 1 — I элемент ритма Аврора, 2 — олистостромовые интервалы разреза; *б* — деталь строения нижнего олистостромового интервала разреза — известняковая тектоническая брекчия, сцементированная глауконитовым песчаником; *в* — дифрактограмма содалита из песчаника подошвенного слоя I элемента ритма Аврора (обр. 844, фракция с плотностью 2,30—2,35 г/см³)

ющие узкие поднятия после накопления в троговом бассейне тысяче-метровых толщ флиша. Естественно, что ни о какой коре выветривания на кордильерах не может быть и речи. Это хорошо подтверждается как составом породообразующих компонентов песчаника, слагающего подошвенные слои ритма, так и характером глинистых фоновых минералов, фиксируемых в виде примеси в глобулярных образованиях глауконит-монтмориллонита. Судя по составу песчаников, кордильеры, питавшие бассейн, были сложены комплексом карбонатных, терригенных осадочных и кристаллических образований гранито-гнейсового состава. Последние определили появление в тяжелой фракции некоторых образцов песчаников слюд — биотита и мусковита. Фоновые глинистые минералы — гидрослюда и хлорит. Первый минерал фиксируется в составе терригенной примеси немагнитных глобуль, хлорит присутствует также и в тяжелых магнитных глобулях глауконита. Несомненно, он генетически связан с продуктами хлоритизации биотита, присутствие которого фиксируется в составе тяжелой фракции некоторых песчаников.

Таким образом, тщательное изучение глобуль глауконита-монтмориллонита и состава вмещающих их песчаников обнаруживает полную их стерильность от присутствия продуктов коры выветривания, и в частности такого характерного компонента, как каолинит. Вероятно, источником вещества для глауконитообразования во флишевом трого были продукты, поставляемые гидротермами по подводящим каналам глубинных конседиментационных разломов, что может быть зафиксировано непосредственными геологическими наблюдениями в поле. Так, в ущелье

Дохлая щель, представляющем собой одну из южных прибортовых точек наблюдения, хорошо обнажается весь разрез кампанского флиша с соответствующим ритмом Аврора в его срединной части. Выше и ниже изученного ритма в разрезе наблюдаются мощные (до 90 м) олистостромовые линзы, согласно подстилаемые и перекрываемые ритмическими слоями кампанского флиша (фиг. 6, а). В нижней олистостромовой линзе в ряде мест наблюдаются мощные тектонические брекчии, сцементированные глауконитовым песчанистым веществом. Отдельные обломки песчаника или слоистого известняка в олистостроме также импрегнированы глауконитовым пигментом, располагающимся в виде отдельных неправильных гнезд в песчанике или, наоборот, закономерно подчеркивающим первичную слоистость в обломочках известняка. Обращает на себя внимание и тот факт, что все песчаные слои различных ритмов кампанского флиша, обнажающегося в этом ущелье, более интенсивно, чем в других обнажениях, окрашены зеленым цветом глауконита.

Глауконит, выделенный из песчаника, цементирующего тектоническую брекчию нижней олистостромовой линзы (см. фиг. 6, б), отличается от образцов всех изученных глауконитов песчанистого основания I элемента ритма Аврора наиболее высоким содержанием железа. Об этом свидетельствует структурная формула V плотностной фракции его магнитной составляющей (сравните с табл. 2): $K_{0,58}Na_{0,02}Ca_{0,06} \cdot (Si_{3,87}Al_{0,33})_{4,00}(Al_{0,33}Fe^{3+}_{1,22}Fe^{2+}_{0,02}Mg_{0,43})_{2,02}O_{10}(OH)_2$. Если время образования осадка, включающего описанную выше тектоническую брекчию, синхронно началу одного из ритмов, предшествовавших ритму Аврора, а само наличие этой брекчии свидетельствует о тектонической активизации в данном регионе, то можно предположить, что повышенное содержание Fe^{3+} в структуре глауконита связано с высокой концентрацией железа в этой части седиментационного бассейна, вызванное его гидротермальной подачей по подводящим каналам оживших конседиментационных разломов. Очевидно, разрез ущелья Дохлая щель находится в зоне конседиментационного разлома. Об этом свидетельствуют многократные синхронные оползания осадков с формированием линз дикого флиша, а также наличие непосредственных палеовыходов «глауконито-производящих» терм. Вероятно, таких выходов былых термальных подтоков значительно больше, в пространстве они трассируют прибортовые зоны конседиментационных разломов. Однако характер обнаженности кампанских слоев в прибортовых зонах, а также современная береговая линия Черного моря скрывают их от глаз наблюдателя. По-видимому, через такие «горячие точки» в прибортовых зонах прогиба могло происходить формирование всех глауконитовых глобуль флишевого бассейна.

Этот процесс можно представить следующим образом. Термальные воды, насыщенные компонентами, необходимыми для образования железосодержащих слюдистых минералов (Fe^{2+} , SiO_2 , Al, Mg, K и др.), смешивались с морской водой. При этом происходило нарушение равновесных условий и выпадение в осадок гелевидной массы, которая под действием гидродинамической активности морской среды и взвешенного терригенного материала «разрывалась» на отдельные мелкие каплевидные образования. Последние под действием поверхностного натяжения приобретали сферовидную форму. Одновременно с этим шел интенсивный процесс автораскристаллизации гелевидного вещества с формированием поликомпонентного агрегата, степень однородности — неоднородности которого определялась целым рядом факторов.

Одной из возможных причин, обусловивших гетерогенность минералогического состава глобуль, вероятно, является импульсный характер подачи исходного строительного вещества, изменяющегося как по составу, так и по концентрации входящих в раствор компонентов. Если воспользоваться представлениями, развитыми В. Д. Шутовым на основе изучения глауконитов ямненских песчаников окрестностей г. Сколе, можно предположить, что состав первичной кремнисто-железисто-щелочной гидротермы по мере ее деятельности в пространстве и времени эволюционировал в сторону обогащения термальных растворов алюми-

нием. Кроме того, дифференциация исходного вещества осуществлялась в процессе его «излипания» по мере удаления от центра выхода термы. Эти обстоятельства, вероятно, и определили разный исходный состав гелевидных сгустков, которые после автораскристаллизации характеризовались, естественно, разным минеральным составом. С этим согласуется установленная выше сильная гетерогенность глауконитоподобного вещества, приуроченная прежде всего к прибортовым участкам как частным, так и общего прогибов. Характерно, что минералогический ряд глауконит — смешанослойные фазы — ферримонтмориллонит находит свое продолжение в алюминиевых разностях, в которых преобладают смешанослойные структуры вплоть до собственно алюминиевого монтмориллонита. И хотя относительное содержание глобуль, состоящих из алюминиевых минералов, сравнительно невелико, сам факт их установления знаменателен с точки зрения характеристики широкого диапазона гетерогенности состава глобуль в прибортовых участках бассейна.

Формирование гидротермальных высокожелезистых слюдоподобных минералов недавно изучено в современных осадках Японского моря [9] и в рудоносных осадках ряда рифтовых зон Красного моря [15, 1]. Во всех описанных выше случаях отмечалась высокая скорость раскристаллизации гелевидного вещества, осуществлявшейся еще в современном слое осадков. Г. Хардером [17] показано, что в экспериментальных условиях, близких к природным, можно осуществить синтез нонтронитов и глауконитоподобных минералов в течение всего 30 дней.

Косвенное подтверждение гидротермального происхождения изученных глауконитов можно найти при анализе некоторых рентгеновских данных. В этом отношении показательно выявление в наиболее тяжелых фракциях (IX—XI) немагнитных составляющих многих образцов (846, 847, 857, 861 и др.) смешанослойных фаз, в которых последовательное наложение в кристаллах слюдистых и смектитовых слоев осуществляется с фактором ближнего порядка $S \geq 2$. Аналогичный характер чередования разнотипных слоев отмечен и в наиболее легких (I—III) плотностных фракциях магнитных составляющих этих же образцов. Этот факт, очевидно, свидетельствует об общности физико-химических условий, при которых шло образование глауконита по гелевидной матрице, возникшей на основе эволюционировавшей в своем составе гидротермы. Важно отметить, что изученная В. Д. Шутовым заведомо гидротермальная жильная глауконитоподобная фаза — «сколит» представляет собой смешанослойный минерал, в котором слюдистые и смектитовые слои также чередуются с фактором $S \geq 2$.

Второй этап в развитии глауконитовых глобуль скорее всего связан с их разносом от прибрежных районов к центру бассейна в процессе формирования подошвенного слоя грубозернистых осадков ритма Аврора. Такое аллотипное перемещение уже сформированных глауконитовых глобуль по площади бассейна составляет одно из центральных звеньев в предполагаемой концепции образования глобулярного глауконита в бассейне флишевой формации. В результате такого терригенного разноса уменьшились размеры глобуль как за счет дробления исходных, так и из-за селективного отбора более мелких глобуль, выдерживающих транспортировку на большие расстояния. Этот вывод подтверждает совпадение карт распределения размерности терригенных зерен и глобуль глауконита (см. фиг. 2). В процессе разноса глауконитовых глобуль происходит их дополнительная дифференциация, связанная прежде всего с резким уменьшением содержания монтмориллонитового компонента по мере удаления от прибрежных участков и рост степени общей однородности минералогического состава транспортируемого вещества.

В процессе транспортировки осаждались в первую очередь наиболее «тяжелые» Fe-содержащие глобули, а более легкие, т. е. обогащенные алюминием, глобули глауконита относились в наиболее отдаленные участки бассейна. Иначе говоря, дифференциация глауконитовых глобуль осуществлялась не только за счет уменьшения их размеров и роста степени минералогической однородности, но также и в результате естест-

Результаты определения абсолютного возраста глауконитов (V плотностные фракции магнитных составляющих образцов)

№ образца	Содержание $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, мм ³ /г породы	Содержание К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}/\text{К}$	Возраст, млн. лет
725	0,0173±0,0006	4,75±0,09	0,00364	92±5
847	0,0183±0,0006	5,42±0,10	0,00338	87±5

Определения выполнены Д. И. Головиным в лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов Геологического института АН СССР.

венной сортировки глобуль по химическому составу. Если, в соответствии с представлениями В. Д. Шутова, предположить закономерное изменение состава гидротермы от преимущественно железистой в начальный до железисто-алюминиевой в конечный период деятельности гидротермальных растворов, то целесообразно рассмотреть еще один фактор, который мог оказать существенное влияние на зональность в распределении составов глауконита от прибортовых к центральным участкам бассейна. В рассматриваемых условиях гелевидные осадки, образовавшиеся в прибортовой части бассейна вблизи зоны разлома за один этап гидротермальной деятельности, должны быть наиболее железистыми в подошве (начало импульса) и все более Al-содержащими при продвижении к кровле пласта. Если это так, то последующий сброс терригенного материала и аутигенного глауконитового вещества приведет к такому распределению глауконита, при котором верхние, относительно обогащенные алюминием части осадка будут перенесены в наиболее удаленные от прибортовых зон участки бассейна. Перемещение осадков из прибортовых участков бассейна внутрь флишевого трога происходит импульсивно и связано со смещениями тектонических блоков по прибортовым зонам разломов, оконтуривающих флишевый трог (т. е. с землетрясениями). Каждый тектонический импульс, приводивший к срыву накопленного в прибортовой зоне материала и переносу его в центр бассейна, являлся одновременно началом нового этапа гидротермальной деятельности. По обновленным трещинам в зонах прибортовых разломов вновь начинали поступать гидротермальные растворы с максимальным содержанием железа. Поэтому каждый полный ритм флиша должен фиксировать некоторую полно или не полно прошедшую эволюцию гидротермального импульса. Таким образом, описанная выше дифференциация глауконитовых глобуль по химическому составу могла возникнуть как в результате их сортировки по плотности в процессе транспортировки, так и за счет исходной зональности первичного вещества, обусловленной закономерной эволюцией состава термальных растворов.

Естественно, что высказанные предположения не являются окончательно доказанными и нуждаются в подтверждении новым фактическим материалом.

Для доказательства синхронности образования глауконита по всей площади флишевого палеобассейна в табл. 5 приведены результаты измерения К—Ar-возраста двух образцов глауконита (плотностные фракции 2,59—2,64 г/см³ магнитной составляющей образцов), отобранных из песчаников подошвенного слоя I элемента ритма Аврора, сформировавшихся в разных структурных зонах флишевого трога: южной прибортовой части Новороссийского прогиба (обр. 847) и южной центральной части Лазаревского прогиба (обр. 725). Совпадение в пределах ошибки значений абсолютного возраста для анализируемых образцов также является аргументом в пользу развиваемых в данной работе представлений, тем более что полученные данные соответствуют датировке изучаемых толщ по геологическим данным.

Следует отметить еще одно обстоятельство, подтверждающее предполагаемую модель гидротермального происхождения глауконита данного региона. Как уже упоминалось, в ряде прибортовых пунктов

(ущелье Дохлая щель, Прасковеевка), находящихся в одной зоне, обнаружено присутствие содалита (см. фиг. 6, в)—минерала, способного кристаллизоваться лишь в исключительно высокощелочной среде, что однозначно свидетельствует о наличии гидротермальных растворов высокой щелочности, которые как бы наследовали щелочные термы, поставившие материал для формирования глауконита.

Наконец, выявление дальнего порядка в чередовании слюдистых и монтмориллонитовых слоев в смешанослойных структурах также может быть связано с повышенными температурными условиями синтеза. Существенно, что подобные смешанослойные структуры не встречаются среди типично осадочных пород, в том числе претерпевших сильное эпигенетическое преобразование. С другой стороны, проявления смешанослойных фаз с $S \geq 2$ обнаружены среди типичных гидротермальных образований [6].

Литература

1. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 30—42.
2. Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы.— Тр. ИГН. Сер. геол., 1950, № 40, вып. 114, с. 65—103.
3. Гроссгейм В. А. Текстуры флишевых ритмов (многослоев) пенайской свиты Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 165—173.
4. Гроссгейм В. А. Условия седиментации во флишевых бассейнах по данным гранулометрического состава.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 194—200.
5. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 295. 256 с.
6. Дьяконов Ю. С., Волостных Г. Т. Структурная характеристика смешанослойных иллит-монтмориллонитов из околорудных ореолов аргиллизированных пород.— В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979, с. 69—81.
7. Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов.— Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 306. 156 с.
8. Кац М. Я., Шутов В. Д., Фалькенгоф Т. Г. Выделение малых примесей (от ~0,1 до ~0,001%) легких зерен из больших навесок образцов (>10 кг).— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 6, с. 145—151.
9. Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 4, с. 44—54.
10. Логвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 3—13.
11. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.— Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
12. Сорокин В. И., Власов В. В., Варфоломеева Е. К., Урахин М. А. Влияние среды на формирование состава глауконита.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6, с. 46—49.
13. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
14. Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А. и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационных изменений.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 74—81.
15. Bishoff J. L. Ferrous nontronite from the Red Sea Geothermal System.— Clays and Clay Minerals, 1972, v. 20, № 4, p. 217—223.
16. Farmer V. C. The layer silicates.— Infrared Spectra. Miner., London, 1974, p. 337—339.
17. Harder H. Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions.— Clays and Clay Minerals, 1978, v. 26, № 1, p. 65—72.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
18.V.1982

УДК 551.35(470.5)

**ФОРМАЦИИ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ УРАЛИД
СЕВЕРА УРАЛА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ****ДЕМБОВСКИЙ Б. Я., ДЕМБОВСКАЯ З. П., КЛЮЖИНА М. Л., НАСЕДКИНА В. А.**

В отложениях позднего кембрия — ордовика на Полярном и Приполярном Урале были четко проявлены две фациальные зоны: Елецкая, субплатформенная, и Лемвинская, миогеосинклинальная, особенности осадконакопления в которых обусловили формирование соответствующих вулканогенно-осадочных и осадочных формаций. Латеральные изменения формаций отражены на фациальном профиле, где с запада на восток преимущественно континентальные обстановки позднего кембрия — раннего ордовика сменяются прибрежно-морскими приливно-отливной зоны и зоны шельфа. Формации среднего — позднего ордовика, накапливавшиеся в морских условиях, претерпевают изменения в этом же направлении от мелководных к относительно глубоководным. К зоне стыка субплатформенных и миогеосинклинальных формаций раннего ордовика приурочены рудопоявления типа медистых песчаников.

К базальным горизонтам уралид относятся терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные отложения позднекембрийско-ордовикского возраста, широко развитые на западном склоне севера Урала. На этой территории К. Г. Войновским-Кригером [1, 2] были выделены два комплекса палеозоя, характеризующие основные типы разрезов и соответствующие двум различным структурно-формационным зонам западного склона — Елецкой и Лемвинской. Породы елецкого комплекса формировались на северо-восточной окраине Русской плиты и представлены субплатформенными формациями. Лемвинский комплекс отлагался восточнее, слагающие его формации образуют формационный ряд, свойственный миогеосинклинали [6, 15].

Для субплатформенных отложений длительное время употреблялась стратиграфическая схема К. А. Львова [11], согласно которой ордовикские отложения подразделялись на три свиты: конгломерато-песчаниковую, тельпосскую (O_1tp), карбонатно-сланцевую, хыдейскую ($O_{1-2}hd$) и карбонатную, шугорскую ($O_{2-3}Scg$). Впоследствии эти подразделения были приняты в качестве региональных стратиграфических горизонтов ордовика всего Урала [17]. Дальнейшие исследования показали, что нижнеордовикские отложения, литологически неотличимые от верхнекембрийских, характеризуются сильной фациальной изменчивостью. Это послужило основанием для выделения кроме тельпосской и хыдейской свит схемы К. А. Львова еще нескольких: обейской, саледской, мантианьрдской, малопайпудынской [18]. Фациальная изменчивость присуща и отложениям среднего — верхнего ордовика, представленным преимущественно карбонатными породами. В этом стратиграфическом интервале на севере Урала кроме шугорской свиты выделяются кожимская, усть-зыбская, малотавротинская, саледышорская и хантейская свиты [18].

Одновозрастные отложения Лемвинской зоны К. Г. Войновский-Кригер выделил в грубенскую свиту, состоящую из зеленых и красновато-лиловых филлитовидных сланцев, аркозовых песчаников и полимиктовых конгломератов, и чигимскую свиту, сложенную сланцево-кремнистыми породами. В дальнейшем были выделены другие свиты (погурейская, молюдвожская, харбейшорская и др.), состав которых непостоянен, мощности их оценены приблизительно [3, 4, 17, 18].

Геолого-съемочные и тематические литолого-стратиграфические исследования, проведенные авторами на территории от верховьев р. Шу-

гор на юге до Байдарацкой губы на севере, показали, что все разнообразие фациальных типов верхнекембрийско-ордовикских отложений севера Урала можно объединить в сравнительно небольшое число осадочных формаций с локально развитым вулканизмом в некоторых из них. Верхнекембрийско-нижнеордовикские отложения Елецкой зоны объединяются в манитанырдскую формацию, карбонатные толщи среднего — верхнего ордовика — в Шугорскую. Соответственно в Лемвинской зоне выделяют отложения верхнего кембрия — нижнего ордовика в грубеинскую, а осадки среднего — верхнего ордовика — в чигимскую формации.

МАНИТАНЫРДСКАЯ ФОРМАЦИЯ (*Ст₃ — О₁ mnt*)

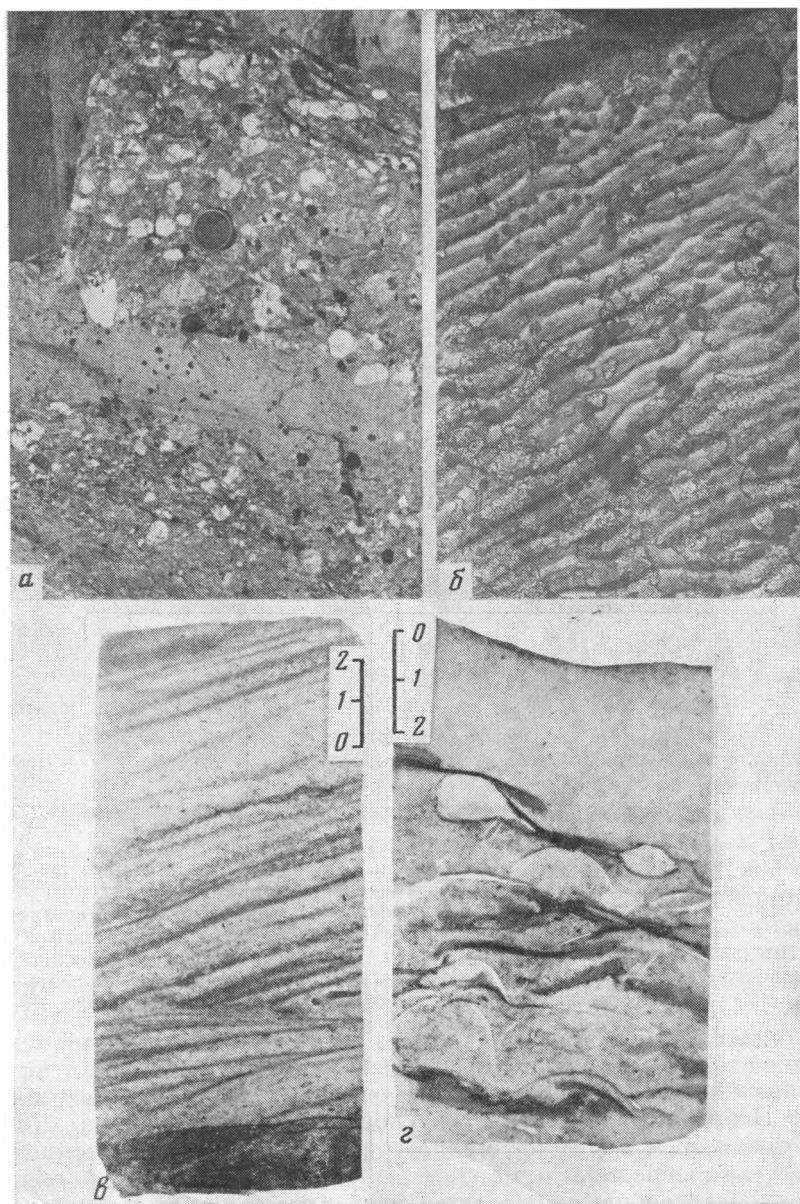
Стратиграфическая последовательность отложений верхнего кембрия — нижнего ордовика Елецкой зоны отражает направленный процесс осадконакопления нормального трансгрессивного цикла, который характеризуется вначале отложениями грубообломочного материала, вверх по разрезу постепенно сменяющегося сначала псаммитовыми, затем псаммито-алеврито-пелитовыми осадками. Общая трансгрессивная направленность процесса осложнена цикличностью второго порядка, при этом в полных разрезах выделяются четыре осадочных цикла.

Проведенными исследованиями [5, 6, 9, 19] установлено, что как общий трансгрессивный характер процесса осадконакопления, так и цикличность второго порядка отчетливо проявлены во всех разрезах манитанырдской формации, обнажающихся или вскрытых буровыми скважинами на территории Полярного и Приполярного Урала.

В западных разрезах территории манитанырдская формация сложена терригенными породами всех гранулометрических классов, имеющими преимущественно красную окраску. Только в самых верхних частях и то не во всех разрезах окраска пород становится светло- или зеленовато-серой. Грубообломочные разности — конгломераты и гравелиты — составляют 2—3% объема формации, они встречаются в разрезах в виде линзовидных невыдержанных прослоев среди разнозернистых песчаников, составляющих 70—95%. Алевролиты и аргиллиты встречаются в разрезах в переменных количествах, составляя от 3—5 до 25—30%. Строение разрезов характеризуется четко выраженной цикличностью. Каждый цикл начинается с конгломератов, гравелитов либо грубозернистых песчаников, постепенно вверх по разрезу эти породы сменяются разнозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Соотношения пород и мощности нижних и верхних частей отдельных циклов в конкретных разрезах значительно разнятся. Наименьшей мощностью, но зато наибольшей крупностью обломков отличаются осадки первого цикла. В его основании залегает слой полимиктовых базальных конгломератов мощностью 0,1—10—15 м, редко 100 м. Верхняя часть цикла сложена крупно- и среднезернистыми песчаниками мощностью 100—200 м. В основании второго цикла залегают мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники, переслаивающиеся между собой (фиг. 1, а). Мощность этой части цикла 10—20 м. Верхняя часть сложена переслаивающимися крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками. Постепенно вверх по разрезу уменьшается крупность обломочного материала и сокращается мощность переслаивающихся пород от первых десятков метров до 1—2 м. Мощность верхней части цикла 300 м.

В третьем цикле резко сокращается количество грубообломочного материала. Его нижняя часть образована незначительными по мощности и невыдержанными по простиранию линзовидными прослоями грубозернистых песчаников мощностью 0,5—2—3 м. Верхняя часть цикла сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками мощностью 300—500 м. В четвертом цикле наблюдается переслаивание средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов. Тонкозернистые разности преобладают в верхних частях цикла. К ним же приурочено появление в цементе карбонатного вещества (анкерит, доломит, кальцит), фаунистических остатков, среди которых преобладают колпачковые брахиопо-

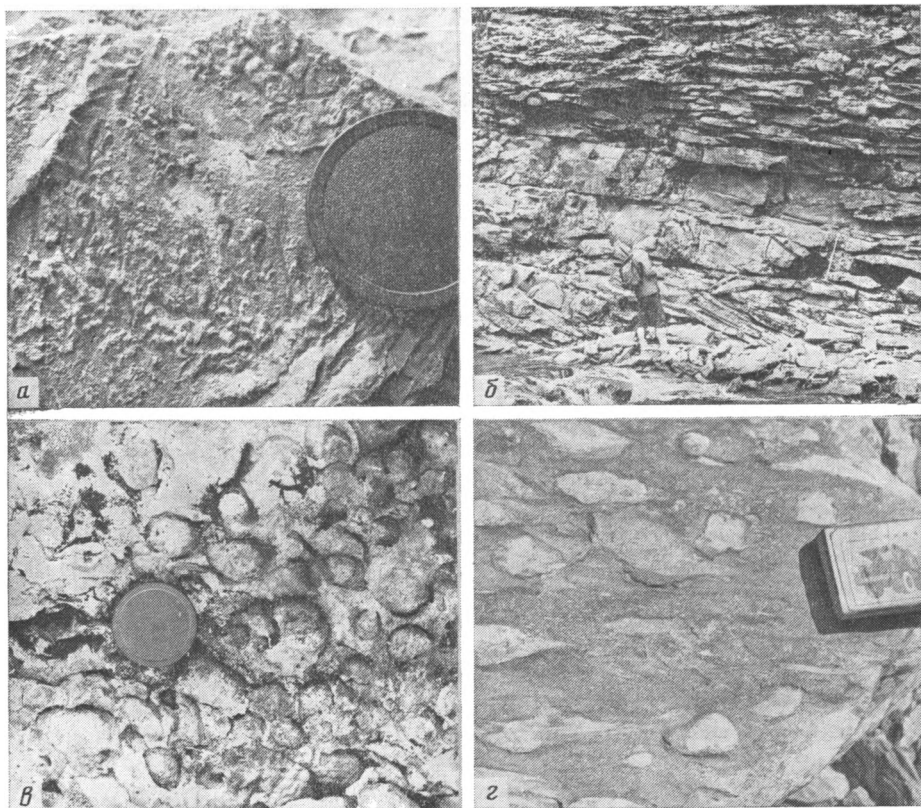


Фиг. 1. Литологические особенности терригенных отложений манитанырдской серии западных разрезов

а — чередование прослоев конгломератов, гравелитов, песчаников, типичное для низов манитанырдской серии западных разрезов. Разрез по р. Хароте, правому притоку р. Вангыр. Масштаб — крышка объектива фотоаппарата диаметром 5 см; *б* — знаки ряби на поверхности мелкозернистых кварцевых песчаников средней части манитанырдской серии западных разрезов, разрез по р. Хароте; *в* — косая слоистость в грубозернистых песчаниках аренинского яруса, Нидысейская синклиналь; *г* — грубозернистые песчаники аренинского яруса с остатками брахиопод, Нидысейская синклиналь

ды из рода *Angarella* и медной минерализации. Мощность четвертого цикла 200—600 м. Общая мощность манитанырдской формации в западных разрезах превышает 1500 м.

Описанная цикличность присуща большинству западных разрезов формации, только в двух случаях наблюдались отклонения. В верховьях р. Щугор в средней части разреза цикличность нарушена присутствием незначительных прослоев измененных эффузивов основного состава. В отложениях северо-восточного склона хребта Енгане-пэ манитанырд-



Фиг. 2. Литологические особенности терригенных пород раннего ордовика центральных и восточных разрезов фациального профиля
а — биоглифы на поверхности наложения зеленовато-серых алевролитов, северо-восточный склон хребта Енгане-пэ; *б* — крупная косая слоистость потокового типа в красноцветных песчаниках северо-восточного склона хребта Енгане-пэ; *в* — обилие раковин на поверхности светлых кварцевых песчаников, северо-восточный склон хребта Енгане-пэ; *г* — конгломераты нижнегрубинской подсерии, разрез по р. Кок-Пеле. Видны уплощенные гальки

ская формация образована толщей, состоящей из четырех осадочных циклов. Первый цикл сложен красноцветными конгломератами мощностью около 40 м и средне-, мелкозернистыми красноцветными же песчаниками и алевролитами мощностью 50 м. Второй цикл образован характерной зеленоцветной толщей переслаивающихся мелкозернистых кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов, на поверхностях напластования которых наблюдается обилие различных гиероглифов, имеющих биогенную природу (фиг. 2, *а*), а также множество механоглифов и текстур неясного происхождения. Мощность 150 м. Третий цикл — типичная для формации красноцветная толща переслаивающихся средне- и мелкозернистых песчаников, для которых характерна крупная косая слоистость потокового типа (см. фиг. 2, *б*). Мощность более 500 м. Четвертый цикл сложен сероцветной толщей, в которой содержится несколько горизонтов с ангареллами (см. фиг. 2, *в*) и другой фауной. Общая мощность формации в данном разрезе 1000 м.

Обломочный материал в конгломератах и гравелитах манитаньрдской формации западных разрезов обычно представлен кварцем, кварцитами и кремнями хорошей окатанности размером 0,5—15—20 см в диаметре. Реже встречаются обломки плохой и средней окатанности размером до 5—10 см фельзитового порфира, миндалекаменного базальтового порфирита, кварц-полевошпатовой породы типа плагиогранита, кремнисто-гематитовых сланцев и основных эффузивов. Количество псефитового материала колеблется в широких пределах — от 80 до

20—30%. Цемент обычно песчаный, реже пелитовый, рассланцованный. Песчаники разномзернистые от грубо- до мелкозернистых, иногда алевритистые, существенно кварцевые. Обломочная алевропсаммитовая часть пород составляет около 70—75% и на 90—95% представлена кварцем. В небольшом количестве (от 1 до 5—8%) присутствуют полевые шпаты, от долей процента до 5—10% — обломки пород и от долей процента до 3—5% — акцессории. Обломочный материал обычно хорошо окатан, реже обломки угловато-окатанные или угловатые. Обломки пород окатаны лучше, чем минеральные фрагменты. Состав акцессориев довольно постоянен по разрезу и на площади, изменяется лишь процентное содержание отдельных минералов. Обычный состав тяжелой фракции: эпидот, апатит, сфен, циркон, турмалин, лейкоксен, ильменит.

Текстуры пород весьма характерны и значительно изменяются в вертикальном разрезе формации. В трех нижних циклах широко развиты знаки ряби (см. фиг. 1, б) и косослоистые текстуры, характерные для речных русловых потоков, конусов выноса и дельты [9, 19]. Для четвертого цикла характерны следы взмучивания осадка, прослои грубозернистых песчаников с битой ракушкой (см. фиг. 1, г), линзовидная и флазерная слоистость, а также мелкая разнонаправленная косая слоистость (см. фиг. 1, в) и градационная слоистость, типичная для мелководных отложений. Все перечисленные текстуры характеризуют обстановку приливо-отливной зоны моря.

Далее к востоку известны разрезы манитанырдской формации, для которых также характерно циклическое строение, в полных разрезах установлено четыре цикла; в четвертичном цикле присутствуют ангареллы. Однако мощности циклов значительно сокращены по сравнению с западными разрезами, конгломераты и гравелиты в основаниях циклов отсутствуют, разрезы сложены средне-, мелкозернистыми песчаниками, в которых широко развита крупная косая слоистость потокового типа. Окраска пород светлая, изменяется от зеленовато-розоватой до желтовато-серой. Общая мощность формации не превышает 150 м. Характерным примером такого типа разреза является разрез по р. Ния-ю.

Значительные фациальные изменения наблюдаются в разрезах, расположенных восточнее. Здесь манитанырдская формация достигает максимальных мощностей — до 5000 м, несмотря на это цикличность в них проявлена так же отчетливо. Первый цикл сложен базальными красноватыми конгломератами, постепенно вверх сменяющимися крупно-, среднезернистыми песчаниками мощностью 150—200 м. Выше по разрезу среди таких же песчаников встречаются прослои эффузивов основного состава. Мощность этого цикла изменчива (100—200 м). Третий цикл представлен чередующимися серыми, темно-серыми и черными кварцито-песчаниками, алевролитами и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, обогащенными углеродистым веществом. Толщина чередующихся слоев изменяется от 5—10 до 20—25 см, иногда достигая 1,5—2,5 м. Часто в прослоях кварцито-песчаников наблюдаются мелкие включения неправильной формы черного углеродистого вещества. Вверх по разрезу в кварцито-песчаниках местами появляется карбонатный цемент, окраска пород становится зеленовато-серой, черные углеродистые прослои встречаются редко, а затем исчезают совсем. В известковистых песчаниках обнаружены не крупные створки ангарелл и замковые брахиоподы аренингского яруса. Мощность разрезов такого типа 1000 м, типичным примером является разрез ручья Медвежьего.

Особенности литологического строения крайних восточных разрезов манитанырдской формации наиболее отчетливо проявлены в разрезе по р. Большой Бадья-шор. В нем наблюдаются четыре цикла осадконакопления, при этом в первом цикле преобладают эффузивы основного состава — базальтовые, диабазовые и андезитовые порфиристы, залегающие в виде потоков разной мощности. Потоки имеют четкое двучленное строение: их нижние части сложены, как правило, афировыми разностями, плотными, монотонной зеленовато-серой окраски, верхняя же часть потока имеет пеструю окраску, обусловленную неравномерно проявив-

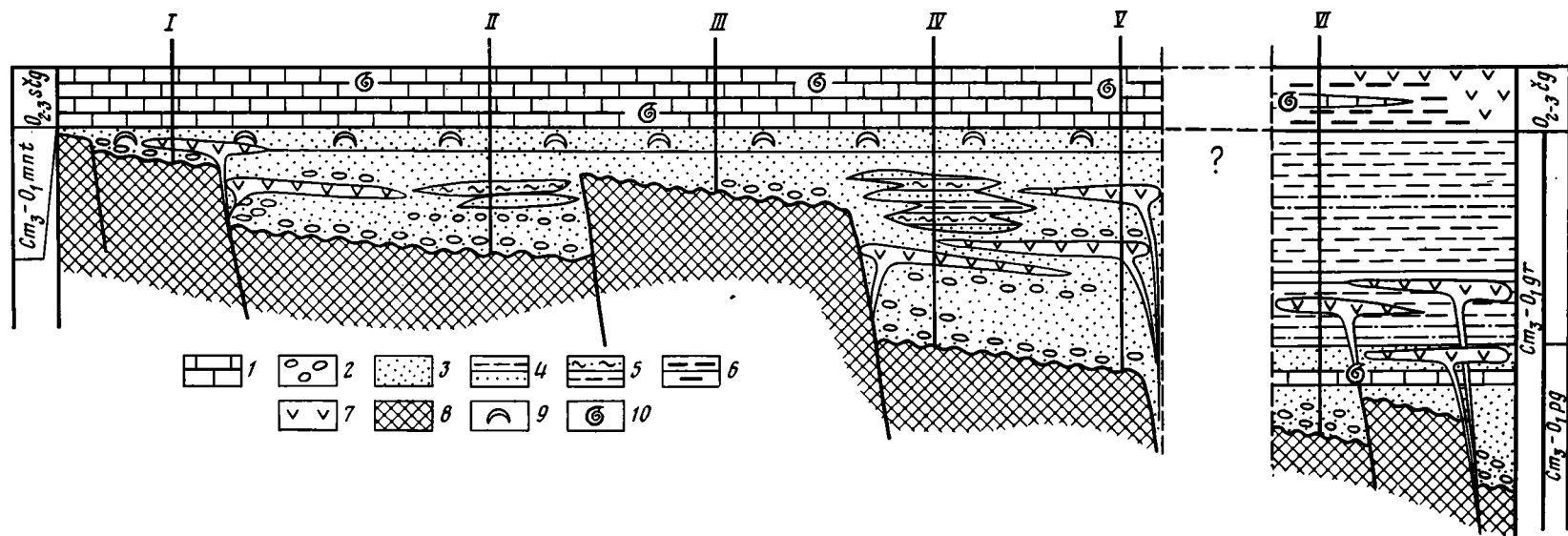
шимися процессами гематитизации и эпидотизации, характерна также миндалекаменная текстура, выраженная присутствием миндалинов различного размера, от нескольких миллиметров до 1,5 см, и выполненных хлоритом, кальцитом и кварцем. Потоки залегают один на другом либо между ними изредка наблюдаются линзовидные прослои кварцевых и аркозово-кварцевых светлых разнотермических песчаников от мелкозернистых до гравийных, прослои часто выклиниваются на коротких расстояниях. Изредка среди пород первого цикла отмечаются тела липаритов в виде узких полос, картирующихся согласно с общим напластованием пород разреза.

Второй цикл представлен часто переслаивающимися терригенными породами разной зернистости — от мелкообломочных до гравийных. Мощности переслаивающихся слоев сильно варьируют, однако в целом выдерживается следующая закономерность: в нижней части цикла наблюдается частое чередование разнотермических прослоев мощностью 10—20 см, в верхней — встречаются довольно мощные, до нескольких метров, пачки алевролитов и аргиллитов, при этом размерность обломков заметно уменьшается к верхней части цикла. Окраска пород в целом неяркая, изменяющаяся от зеленовато-серой до красновато-серой. Третий цикл представлен в нижней части красноватыми конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов красновато-серой окраски с косослоистыми текстурами. Четвертый цикл образован сероцветными песчаниками с фауной ангарелл. Соотношения пород четвертого цикла с подстилающими отложениями в разрезе по р. Большой Бадья-шор осложнены тектоническим нарушением [5]. Общая мощность разреза более 4000 м.

В целом манитаньрдская формация характеризуется разнообразием типов разрезов, строение которых обусловлено их местонахождением в фациальном профиле (фиг. 3). Формация характеризуется преимущественно терригенным составом пород и отчетливо проявленной циклическостью. В полных разрезах надежно выделяются четыре трансгрессивных цикла с преобладанием грубообломочных разностей пород в основании каждого из них. Прослеживание изменений литологических особенностей пород формации по латерали выявило наличие в фациальном профиле палеоподнятий и палеодепрессий. Палеоподнятия фиксируются сокращенными мощностями некоторых разрезов (р. Ния-ю) и присутствием к западу от них (разрез северо-восточного склона хребта Енга-не-пэ) и к востоку (ручей Медвежий) толщ, представленных часто чередующимися слоями мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Для палеодепрессий характерны полнота разрезов, их увеличенные мощности и проявления вулканической деятельности.

Изучение текстур поверхностей напластования и слоистости показало их изменение как в вертикальном разрезе, так и по латерали. В трех нижних циклах большинства западных и центральных разрезов содержатся косослоистые текстуры потокового типа, а также наблюдается мульдобразная и перекрестная слоистость, свойственная дельтам, что в сочетании с циклическостью и хорошей окатанностью обломочного материала свидетельствует об активной гидродинамике и больших скоростях осадконакопления обстановки речных русловых и дельтовых отложений. В других случаях отмечаются разрезы, в которых наблюдались толщи пород с тонкой горизонтальной слоистостью и поверхностными текстурами (био- и механоглифами), свидетельствующими о тиховодной обстановке осадконакопления. Литологические особенности с учетом преобладающей красноватости отложений характеризуют континентальную обстановку аллювиальной равнины, изобилующую речными руслами, поймами, старицами, дельтами.

Все вышесказанное не характерно для разрезов восточной части территории. Здесь в ряде разрезов происходило накопление сероцветных тонкослоистых толщ, обогащенных углеродистым веществом, с другой стороны, имеются разрезы, характеризующиеся значительным возраста-



Фиг. 3. Фациальный профиль ордовикских отложений севера Урала
 1 — известняки; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты, песчаники; 5 — алевролиты, аргиллиты; 6 — кремнистые породы; 7 — вулканогенные породы; 8 — до-ордовикские отложения; 9 — находки фауны ангарелл; 10 — находки другой морской фауны. I — Косью-Кожимский район; II — северо-восточный склон хребта Енгане-пэ; III — р. Няя-ю, IV — ручей Медвежий; V — разрез по р. Большой Бадья-шор; VI — сводный разрез ордовика Лемвинской зоны

нием мощностей и проявлениями вулканизма. Обстановка осадконакопления может, по-видимому, характеризоваться как прибрежно-морская, происходившая на интенсивно погружающихся блоках фундамента.

Отложения четвертого цикла осадконакопления в разрезах манитаньрдской формации выражены более или менее однотипно на всей территории. Они представлены сероцветно-зеленоцветной терригенной толщей с фауной ангарелл и другими брахиоподами. В породах присутствует карбонатный цемент, текстуры их характерны для приливно-отливной зоны шельфа. Характер осадков влиял на размер и детали строения раковин ангарелл. В грубозернистых песчаниках раковины достигали 10—15 см, на них видны складчатые линии роста, а место прикрепления раковины к субстрату определяется массивным рубцом прирастания. В мелкозернистых разностях песчаников створки брахиопод имеют значительно меньшие размеры (до 1—2 см), тонкую скульптуру и слабо выраженный или совсем незаметный рубец, прирастания, что свидетельствует о том, что в условиях более спокойного гидродинамического режима раковины могли быть свободнолежащими. Они фиксируют четкий стратиграфический уровень ордовикских отложений и отвечают аренгскому ярусу. К этому же возрастному интервалу приурочено на Полярном и Приполярном Урале оруденение типа медистых песчаников.

ГРУБЕИНСКАЯ ФОРМАЦИЯ (Cm_3-O_1 gr)

Грубеинская формация, развитая в основании уралид Лемвинской структурно-формационной зоны, так же как манитаньрдская формация Елецкой зоны, залегает на подстилающих отложениях с разрывом и структурным несогласием. В низах разреза фрагментарно развита толща, сложенная базальными валунно-галечниковыми полимиктовыми конгломератами, постепенно вверх переходящими в разнозернистые песчаники и аргиллиты с линзами и прослоями известняков и эффузивов основного состава (погурейская серия). Изучение петрографического состава галек базальных конгломератов показало, что они на 70—95% состоят из кислых эффузивов, 10—20% составляют кварциты, единичные гальки представлены основными эффузивами, кремнистыми сланцами и кварцем. Размер галек изменяется от мелких (первые сантиметры) до валунов; форма окатанная и уплощенная (см. фиг. 2, г). Песчаники и алевролиты имеют также полимиктовый состав, обломочный материал в них хорошо и средне окатан, характерно присутствие глауконита. В этих породах, а также в карбонатных прослоях встречаются брахиоподы, представленные родами *Altorthis*, *Tritoechia*, *Alimbella*, *Medessia*. В небольшой известняковой линзе на р. Паге у ручья Покойница-шор совместно с указанными брахиоподами найдены самые древние на Урале ордовикские конодонты. Здесь встречены представители родов *Acodus*, *Acontiodus*, *Cordilodus*, *Drepanodus*, *Oistodus*, *Oneontodus*, *Scandodus*. Эти конодонты отличаются простым морфологическим строением, разнообразием видов, космополитностью. В целом отложения нижней части грубеинской формации в изученных разрезах построены однотипно. Они характеризуют обстановку осадконакопления прибрежно-морской мелководной зоны.

Верхняя часть формации, представленная собственно грубеинской свитой, сложена монотонной толщей филлитовидных пелитовых и алевролитистых сланцев зеленой и малиновой окраски. Характерна тонкая горизонтальная слоистость, большие мощности отложений и однотипность в вертикальном разрезе. Литологические изменения формации по латерали заключаются в том, что в западных разрезах наблюдается преобладание алевролитистых разностей с редкими прослоями песчаников, в восточных разрезах развита характерная толща малиновых и зеленых филлитовидных сланцев. В них известны редкие находки трилобитов и граптолитов плохой сохранности, датирующие отложения нижним ордовиком.

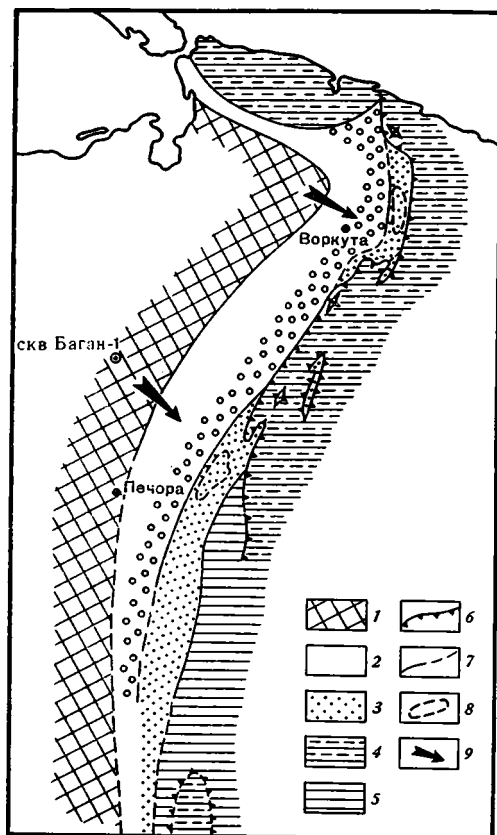
Таким образом, отложения верхней части грубеинской формации могут характеризоваться как отложения континентального склона, они отвечают начальным этапам осадконакопления батинальных комплексов миогеосинклинальной зоны [15, 16].

ЩУГОРСКАЯ ФОРМАЦИЯ (O_{2-3} Scg)

В среднем — верхнем ордовике Елецкой структурно-формационной зоны развита щугорская формация. Наиболее западные разрезы ее вскрыты скважинами Баган-I и Хорейвер [13]. По литологическим признакам отложения формации подразделяются на несколько пачек. Нижняя пачка, залегающая с размывом на подстилающих отложениях, начинается прослоем полимиктовых красноцветных конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются чередованием зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Здесь встречены остракоды, фосфатный детрит, остатки панцирных рыб. Вверх по разрезу терригенная пачка постепенно сменяется пачками доломитов и доломитизированных известняков. Весьма характерны органогенно-обломочные и водорослевые прослои, а также линзы и прослои известняковых гравелитов, песчаников, а также ангидритов. Фауна в карбонатных породах многочисленна и разнообразна: брахиоподы, остракоды, палециподы, гастроподы, мшанки, кораллы, криноидеи, конодонты, водоросли. Возраст пород средний — верхний ордовик.

Далее к востоку (см. фиг. 3, I, II) щугорская формация представлена переслаиванием песчаных известняков и доломитов, известковистых кварцевых алевролитов, глинистых сланцев. Известняки и доломиты содержат примесь зерен кварца, плагиоклаза, мусковита, хлорита, магнетита, лимонита и глинистых частиц алевролитовой размерности. Часто наблюдается полосчатость, обусловленная тонким чередованием карбонатных и глинистых прослоев. В песчаных известняках встречена скудная фауна, представленная главным образом плохо сохранившимися ядрами *Lycophoria*, *Ingria*, редкими плохой сохранности члениками криноидей и цистоидей. В вышележащей части разреза содержатся редкие брахиоподы, трилобиты, наутилоидеи, участками многочисленные криноидеи и цистоидеи, конодонты. Последние представлены простыми и сложными зубчатыми формами родов *Gothodus*, *Oistodus*, *Scandodus*, *Scolopodus*. Состав фауны позволяет отнести эти отложения к лланвирну. Далее к востоку (см. фиг. 3, III) отложения щугорской формации плохо обнажены и, как правило, выходят в пониженных частях рельефа. Крайние восточные разрезы щугорской формации (см. фиг. 3, IV, V) представлены в низах переслаивающимися известковистыми песчаниками и песчаными известняками. В них изредка встречаются брахиоподы, трилобиты, мшанки, криноидеи, конодонты. Состав конодонтов определяется родами *Acodus*, *Acontiodus*, *Drepanodus*, *Oistodus*, *Scandodus*, *Scolopodus*, *Subcordilodus*. Вышележащая часть разреза представлена светло- и темно-серыми известняками с нормальной морской фауной, обильной и разнообразной. Основным компонентом являются брахиоподы, а также кораллы, трилобиты, остракоды, мшанки, наутилоидеи, криноидеи, конодонты. Из брахиопод наиболее часто встречаются небольшие раковины клитамбонид, тонкоскульптированные выпукло-вогнутые свободнолежащие строфомениды и наряду с ними мелкие тонкорребристые ортиды. Следующий родовой состав обычен для этих отложений: *Platystrophia*, *Plectrothis*, *Hesperorthis*, *Vellamo*, *Soewerbyella*, *Titambonites*. Выделяются четыре фаунистических горизонта, отвечающих по возрасту лланвирну, лландейло, карадоку и основанию ашгиллия. В целом фациальные изменения, наблюдающиеся в щугорской формации, свидетельствуют об увеличении мористости и постепенном установлении спокойных гидродинамических условий с запада на восток и снизу вверх по разрезу.

Чигимская формация объединяет сложный комплекс отложений среднего — верхнего ордовика Лемвинской структурно-формационной зоны. Стратиграфическое положение и возраст ряда свит, выделяемых в этом возрастном интервале, дискуссионны [18] в связи с тем, что фаунистические находки в них чрезвычайно редки, а соотношения с выше- и ниже-лежащими отложениями большей частью тектонические [15]. Поэтому состав формации и ее латеральные изменения намечаются в самых общих чертах. В западных разрезах формация сложена глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, обогащенными углеродистым веществом и содержащими прослойки песчаников, известняков и эффузивов основного состава общей мощностью 500 м (чигимская свита). В более восточных разрезах в составе формации кроме сланцевых толщ широко развиты вулканогенные породы [3, 18], мощность формации возрастает до 1000 м (моллюдшорская и грубешорская свиты). До недавнего времени в отложениях чигимской формации были известны лишь редкие находки радиолярий плохой сохранности. В 1980 г. В. А. Наседкиной в разрезе Падь-Яга-Мусюр были найдены конодонты среднего ордовика. Отложения чигимской формации характеризуют морские относительно глубоководные обстановки осадконакопления.



Фиг. 4. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления раннеордовикской терригенной формации

1 — суша; 2 — аллювиальная равнина; 3 — приливно-отливная зона; 4 — отложения континентального склона (батиклираль); 5 — морские отложения, переходные к континентально-склоновым; 6 — граница Лемвинского аллохтона; 7 — граница между фаціальными зонами; 8 — границы рудопроявлений; 9 — направление сноса обломочного материала

ваемых территорий, сопровождалась разрывными нарушениями глубокого заложения и оказали влияние на формирование елецких (субплатформенных) формаций, возникших на континентальной коре, и лемвинских (миogeосинклинальных), сформированных на коре переходного типа. На этом основании манитаньрдскую и грубеинскую формации мы относим к рифтогенному комплексу.

Образование пород манитаньрдской рифтогенной конгломерато-пес-

Таким образом, выполненное авторами комплексное литолого-стратиграфическое исследование верхнекембрийско - ордовикских отложений западного склона севера Урала позволило построить фаціальный профиль бассейна осадконакопления (см. фиг. 3) и охарактеризовать условия образования четырех осадочных и вулканогенно - осадочных формаций. Полученные материалы не противоречат новым представлениям [8, 10, 12, 14, 16], согласно которым палеозойская геосинклиналь Урала заложилась в позднем кембрии — ордовике на коре океанического типа, образовавшейся в результате раскола и растяжения эпибайкальской континентальной плиты. Рифтогенез эвгеосинклинальной зоны и образование коры океанического типа, имевшие место восточнее описы-

чаниковой формации с проявлениями вулканизма контрастно-дифференцированной серии [5] обусловлено особенностями палеорельефа, наличием глубинных разломов и положением береговой линии. На западе осадконакопление происходило в континентальных условиях на обширной аллювиальной равнине, изобилующей речными руслами, старицами и дельтами. Широко развитые в песчаниках косослоистые текстуры [9] однозначно указывают на снос обломочного материала с запада и юго-запада. Постепенно к востоку эти отложения сменялись прибрежно-морскими, накапливавшимися на разной глубине, обусловленной поднятиями и депрессиями морского дна. Формация залегает непосредственно на байкальском фундаменте. Возраст ее определяется поздним кембрием — ранним ордовиком. Верхним членом и на западе и на востоке является сероцветно-зеленоцветная толща с фауной ангарелл, сформированная в приливно-отливной и заливно-лагунной обстановках. Мощность формации изменчива, местами она достигает 5000 м.

Вверх по разрезу формация сменяется нормально морской терригенно-карбонатной щугорской формацией, литологически выдержанной на всей территории. Осадконакопление происходило в условиях мелководного шельфа. Возраст формации средне-позднеордовикский, мощность до 900 м.

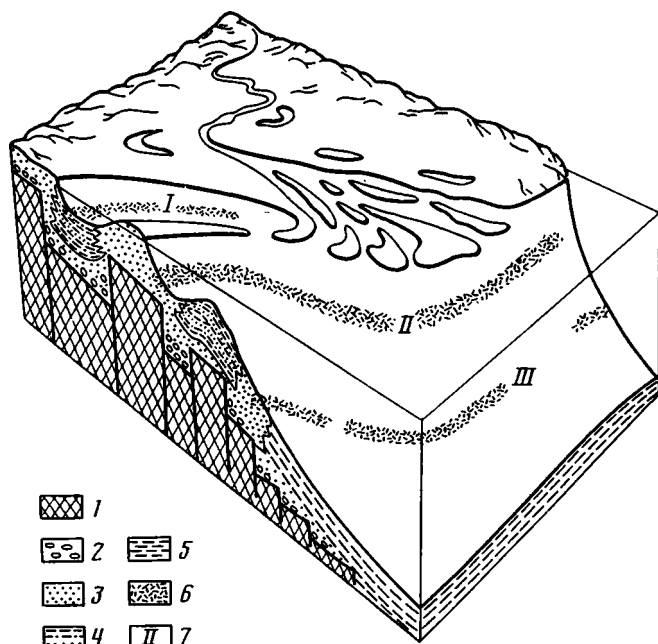
В Лемвинской зоне выделено две формации — грубеинская и чигимская. Рифтогенная грубеинская формация сначала формировалась в мелководных морских условиях, о чем свидетельствует присутствие карбонатных линз с брахиоподами *Tritoechia* и глауконитом, затем обстановка резко изменилась, возник континентальный склон, что повлекло за собой формирование батимального комплекса верхней части грубеинской формации. Мощность формации 1400 м. Чигимская карбонатно-эффузивно-кремнистая формация с редкой фауной радиолярий и конодонтов, местами обогащенная углеродистым веществом, отлагалась в глубоководно-морской обстановке. Мощность ее около 1000 м.

На схематической палеогеографической карте позднего кембрия — раннего ордовика показаны основные фациальные зоны осадконакопления (фиг. 4), краткая характеристика которых такова: 1) на западе территории, отвечающей восточной окраине Русской плиты, располагалась суша, питавшая обломочным материалом бассейн осадконакопления; 2) к востоку от этой суши прослеживалась зона прибрежно-континентальной равнины, в которой отлагались красноцветные терригенные породы манитаньрдской формации; 3) далее к востоку располагалась зона открытого мелкого моря, в которой накапливались красноцветные и зеленоцветные терригенные породы с проявлениями вулканической деятельности; 4) наконец, крайняя восточная зона отвечала континентальному склону, на котором отлагались тонкие илы грубеинской формации.

К зоне перехода прибрежно-континентальной равнины в открытое море приурочено оруденение типа медистых песчаников, которое соответствует времени накопления горизонта с ангареллами. Оруденение приурочено к зоне стыка субплатформенной формации позднего кембрия — нижнего ордовика и многоэпиклиналиной. Геоморфологически она отвечает краевой части шельфа, его сочленению с континентальным склоном. Эта зона характеризовалась качественным изменением условий осадконакопления. Ей отвечала ослабленная шовная зона в фундаменте, которая могла служить подводящим каналом в эндогенном рудогенезе. Непосредственно оруденелыми обычно являются песчаники: серые, светло-серые, светло-зеленые, кварцевые, от мелко- до грубозернистых. Рудные минералы располагаются в цементе песчаников и представлены борнитом, халькозином, халькопиритом.

В соответствии с выделенными фациальными зонами на Полярном и Приполярном Урале [6, 7] установлено три типа рудовмещающих пород: саурипейский, косьюнский и игядей-юганский. Саурипейский тип выделен на восточном склоне горы Саури-пэ. Медь накапливалась в дельтовых условиях, о чем свидетельствуют косодиагональная слои-

стость, наличие следов перемыва, большая мощность косых серий. Рудоносный горизонт распространен как в верхней части третьего цикла манитаньрдской формации среди песчаных пород, окрашенных в розовато-зеленовато-серые цвета, так и в нижней части четвертого цикла среди зеленовато-серых песчаников. К саурипейскому типу рудовмещающих пород относится оруденение на восточном крыле хребта Падь-Яга — Мусюр и, вероятно, Молюдовское рудопроявление. В косьюнском типе накопление меди происходило в лагунно-заливных условиях. Рудонос-



Фиг. 5. Блок-диаграмма, показывающая физико-географическую обстановку к началу накопления ареннигского яруса, т. е. гористую сушу, аллювиальную равнину, реку со старицами, дельту и прибрежное море
 I — доордовикские отложения; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 5 — глинистые сланцы; 6 и 7 — рудоносные горизонты: I — нидусейский тип; II — саурипейский тип; III — игядей-юганский тип

ный горизонт локализуется только в подошве четвертого цикла манитаньрдской формации. Оруденение представлено медистыми песчаниками и сланцами. К данному типу относятся рудопроявления Нидусейской синклинали на Приполярном Урале, западного крыла Падъягинского и Саурипейского рудопроявлений на Полярном Урале. Наименее изучен игядей-юганский тип. К нему относятся минерализованные песчаники грубинской формации, обнажающиеся в верховьях р. Игядей-юган. Минерализация представлена пиритом и халькопиритом.

Реконструкция палеогеографических условий времени накопления рудоносного горизонта изображена на блок-диаграмме (фиг. 5), где отчетливо видны описанные выше три различные благоприятные обстановки меденакпления. Здесь же отчетливо видно и проявление палеотектонического контроля оруденения — приуроченность рудопроявлений к конседиментационным мульдам, расположенным вблизи или на склонах палеоподнятий. В средне-позднеордовикское время морские условия установились на всей территории, при этом разделение на шельфовые (неритовые) фации на западе и склоновые (бассейновые) на востоке продолжало сохраняться.

В целом морской бассейн позднекембрийско-ордовикского времени представляет собой типичный периконтинентальный бассейн [3], весьма сходный по условиям осадконакопления с бассейном Невады [20]. Наличие осадков континентального склона на Полярном Урале отмечалось

ранее [16]. Сочленение континентального и океанического секторов Урала в позднем кембрии — ордовике происходило «через континентальный склон, его подножие и смежную глубокоководную впадину, в пределах которых континентальная кора, утончаясь, переходила в океаническую». Граница между шельфом и материковым склоном, зафиксировавшая формационный переход от платформенной области к миогеосинклинальной, сохранялась при накоплении более молодых, силурийских, девонских, каменноугольных и пермских формаций [14].

Литература

1. *Войновский-Кригер К. Г.* Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. XXXV (3), с. 51—68.
2. *Войновский-Кригер К. Г.* Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 3, с. 5—26.
3. *Гессе В. Н.* Предварительные результаты геологосъемочных работ в бассейне р. Пари (Приполярный Урал). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, Вып. 1. М., 1961, с. 94—99.
4. Геология и металлогения ордовикских образований севера Полярного Урала. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 128. Тюмень, 1978. 148 с.
5. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л.* Новые данные о геологическом строении междуречья рек Большая и Малая Уса (Полярный Урал). — Ежегодник Ин-та ГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981, с. 16—21.
6. *Дембовский Б. Я., Попов М. Я.* Ордовикская формация медистых песчаников западного склона Полярного и Приполярного Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972, с. 106—107.
7. *Дембовская Б. Я., Ключина М. Л.* Основные черты палеогеографии севера Урала в раннем ордовике. — Ежегодник Ин-та ГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977, с. 19—21.
8. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. — Препринт. Свердловск, 1979. 78 с.
9. *Ключина М. Л.* Литологические особенности тельпосской свиты ордовика в бассейне р. Вангыр. — Ежегодник. Ин-та ГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975, с. 10—12.
10. *Ключина М. Л.* Палеогеография Урала в ордовике. — Ежегодник Ин-та ГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977, с. 12—14.
11. *Львов К. А.* Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного Урала. — Тр. НИИГА, 1959, т. 105, вып. 11, с. 51—73.
12. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и т. д.* Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
13. *Першина А. И., Кушнарева Т. И.* Малотавротинская свита верхнего ордовика Приполярного Урала. — Ежегодник ИГ Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1977, с. 29—33.
14. *Пучков В. Н.* Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. — Научн. докл. Коми ФАН СССР, вып. 9. Сыктывкар, 1974, 47 с.
15. *Пучков В. Н.* Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975, с. 196—202.
16. *Пучков В. Н.* Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 24—35.
17. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Л., 1968. 153 с.
18. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980, ч. I, 152 с.
19. *Щербаков Э. С., Мельников С. В.* Цикличность и этапы ордовикской седиментации на западном склоне Приполярного Урала. — Ежегодник ИГ Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1976, с. 9—13.
20. *Cook Harry E., Taylor Michae E.* Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1977, v. 25, p. 51—81.

Институт геологии и геохимии,
Свердловск

Поступила в редакцию
4.IX.1981

УДК 550.43

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СООТНОШЕНИЙ ГУМУСОВОГО И САПРОПЕЛЕВОГО ТИПОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ФАНЕРОЗОЯ

ВОЛКОВА И. Б.

Рассматривается изменение во времени в осадочных толщах фанерозоя основных типов фоссилизированного органического вещества (ОВ) — гумусового и сапропелевого. В угольных пластах максимальное содержание сапропелитов наблюдается в раннекарбоновую эпоху, но и при этом они составляют не более 2% от общих запасов углей СССР данного возраста. В горючих сланцах при резком преобладании сапропелевого материала отмечается увеличение со временем роли гумусовых компонентов. В рассеянном ОВ наиболее распространенных осадочных толщ фанерозоя по приближенно-количественным расчетам наряду с сапропелевым материалом большую роль играет гумусовый материал, роль которого довольно последовательно возрастает от раннего девона к неогену, что иллюстрируется кривой на фигуре.

В фоссилизированном органическом веществе (ОВ) осадочных толщ, образовавшемся за счет растительного материала, выделяются две основные генетические линии — гумусовая и сапропелевая.

Гумусовое вещество состоит из продуктов гумификации остатков высших растений в условиях переменного увлажнения при господстве окислительных процессов. Микроскопически оно характеризуется присутствием гелифицированных и фюзенизированных микрокомпонентов с более или менее сохранившейся клеточной структурой лигнино-целлюлозных тканей, и участием таких стойких элементов, как споры, кутикула, смола. Гумусовое вещество представлено в основном соединениями ареновой структуры [3] и отличается меньшим атомным отношением Н/С, большим О/С и другими химическими признаками.

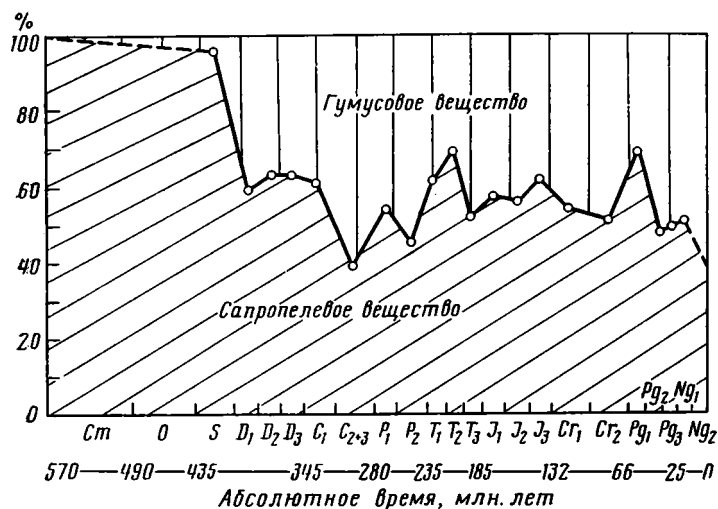
Сапропелевое вещество образуется главным образом за счет остатков низших растений-водорослей, накапливающихся в условиях недостатка или отсутствия кислорода, в более восстановительной обстановке. Под микроскопом сапропелевый материал образован преимущественно структурными или бесструктурными микрокомпонентами группы альгинита. Характерно присутствие округло-овальных ячеистых включений, представляющих собой остатки колониальных планктонных водорослей типа *Pila*, *Gloeocapsomorpha*, *Cladiscothaleus* или *Reinschia*. Существенное участие крупных бентосных водорослей в ископаемом сапропелевом материале осадков пока достоверно не выявлено.

Сапропелевое вещество состоит в основном из соединений алиновой структуры и более обогащено водородом по сравнению с остатками лигнино-целлюлозных тканей высших растений. Характерной особенностью компонентов группы альгинита на ранних стадиях углефикации является способность интенсивно люминесцировать в ультрафиолетовом свете в желтых и зеленовато-желтых тонах [25].

Распространение этих двух генетических типов вещества в осадочных толщах фанерозоя в определенной степени связано со степенью его концентрации.

В концентрированных «кауостобиолитных» [9] формах преобладает гумусовый материал, а в умеренно концентрированных (горючие сланцы) и рассеянных — сапропелевый. В процессе изучения состава угольных пластов и рассеянного ОВ осадочных пород автором была сделана попытка количественно определить изменение соотношений двух типов вещества в течение фанерозоя.

Угольные пласты основных эпох угленакопления на территории СССР по вещественно-петрографическому составу подразделяются на семь групп или типов, шесть из которых (I—VI) представлены гумолитами и только один — VII тип характеризуется значительным участием (более 25%) гумито-сапропелитов и сапропелитов [4]. Незначительная примесь сапропелевого материала в отдельных случаях наблюдается в I, V и VI типах пластов, но она редко превышает 1—2%. В VII тип пласта, с другой стороны, входят не только чисто сапропелевые угли. Чаще встречаются пласты, сложенные чередующимися сапропелитами,



Изменение соотношений гумусового и сапропелевого вещества в осадочных толщах фанерозоя

гумито-сапропелитами и гумитами (Подмосковный, Львовско-Волынский, Тургайский и Ленский бассейны).

Максимально распространен VII тип в раннем карбоне, но и там общее содержание его в угольных запасах СССР не превышает 2%. Учет мировых запасов не может заметно изменить эту цифру, поскольку они уступают запасам СССР, особенно в раннекарбоновую эпоху. В ранне- и позднемезозойские эпохи угленакопления VII тип пластов составляет не более 1%, а во все остальные эпохи не достигает даже 0,5%. Таким образом, среди высококонцентрированных масс ОВ углей в фанерозое наблюдается исключительное господство гумолитов.

В некоторой степени это относится и к умеренно концентрированным (углистые породы) и рассеянным формам ОВ в угленосных формациях. Сравнительное изучение углей и рассеянного органического вещества (РОВ) вмещающих пород выявляет подобие их петрографического состава [2]. В РОВ пород угленосных толщ, как правило, распространены те же микрокомпоненты, которые преобладают в угольных пластах, правда, при некотором сдвиге в сторону более окисленных гумусовых остатков и сапропелевого вещества. Различия в петрографическом составе углей отдельных стратиграфических подразделений прослеживаются и в составе ОВ вмещающих пород (таблица). Так, угли тульского горизонта в Подмосковном бассейне характеризуются большим содержанием фюзинита по сравнению с углями бобриковского горизонта. Эти различия еще резче выражены в ОВ глинисто-алевритовых пород, в которых возрастает доля более окисленного фюзенизированного материала (аттрито-семифюзинита, микринита и др.). Значительное участие сапропелевого вещества наблюдается в глинистом известняке из тульского горизонта и в некоторых типах глин бобриковского горизонта. В связи с этим в ОВ возрастает содержание водорода и соответственно отношение Н/С. Для сравнения отметим, что в витрините подмосковных углей Н/С составляет 0,76, а в альгините — 1,5.

Состав ОВ углей и вмещающих пород Подмосковского бассейна

Порода	Сорг в породе, %	Гумусовое ОВ, %			Сапропеле- вое ОВ, %	Н/С атом.
		витринит	фюзинит	липтинит		
Тульский горизонт						
Уголь		57	34	8	—	0,74
Глина слабоуглистая	15,2	80	18	2	—	0,75
Глина алевроитовая с включениями дре- весины	1,7	60	38	2	—	0,61
Глина серого цвета, переслаивающаяся со светло-серым алевроитом	1,6	21	75	3	До 1	0,61
Известняк глинистый	4,8	—	44	8	48	0,85
Бобриковский горизонт						
Уголь		65	18	17	—	0,81
Алевроит	5,8	70	25	5	—	0,77
Глина углистая	4,8	60	32	8	—	0,76
Глина алевроитовая с растительными ос- тками	5,5	28	10	22	40	0,88
Глина алевроитовая с ленточной слоисто- стью	8,2	40	24	12	24	0,90

Аналогичные данные получены по углям и ОВ пород нижнего карбона Западного Донбасса, где также не наблюдается существенных различий в их петрографическом составе. В рассматриваемых углях Н/С составляет 0,74—0,81, а в ОВ пород 0,70—0,86.

Такое подобие химического и петрографического состава концентрированных и рассеянных масс ОВ в угленосных толщах объясняется, очевидно, тем, что при ритмическом чередовании угле- и осадконакопления происходит размыв и переотложение некоторой части торфяника и обогащение вмещающих пород материалом, слагающим пласты углей. В случае сапропелеобразования, когда господствует озерная или морская обстановка, во вмещающих породах преобладают сапропелевые микрокомпоненты, что наблюдается в угленосных отложениях, содержащих сапропелиты, а также в сланцевосных формациях.

Пласты горючих сланцев, характеризующиеся умеренной концентрацией ОВ (10—50% С_{орг}), представлены сапропелевым материалом исключительно или с некоторой примесью гумусовых компонентов. Максимумы сланцenaкопления в фанерозе приходятся на интервалы: средний кембрий — ранний ордовик, ранний карбон, пермь — ранняя юра и поздний мел — средний палеоген [7, 8, 23]. С течением времени условия сланцenaкопления изменялись от морских ко все более пресноводным, озерным, что связано с общей закономерностью увеличения от кембрия к неогену площадей континентальной седиментации [10]. При этом и в составе керогена горючих сланцев несколько возрастало участие гумусового вещества. Так, по полученным данным [6, 15], в раннепалеозойских горючих сланцах ОВ сложены микрокомпонентами только группы альгинита (в нижнеордовикских диктионемовых сланцах с участием и остатков граптолитов). В верхнеюрских сланцах Волжско-Печорской провинции встречаются типичные гумусовые микрокомпоненты — витринит и фюзинит (1—5%). В палеогеновых горючих сланцах, где преобладают остатки *Pila*, *Botryococcus*, содержание гумусового вещества возрастает до 5—8%, а в менилитовых сланцах Карпат — 30% и более.

Концентрированные и умеренно концентрированные формы ОВ по массе весьма значительно уступают рассеянным его формам в осадочной оболочке Земли. По данным одних исследователей, в 500—1000 раз,

других (для осадочной оболочки континентов) — в среднем в 200 раз [9]. Последняя цифра, по-видимому, ближе к действительному распределению различных по концентрации масс углерода, так как еще недостаточно учитываются запасы углей и горючих сланцев в тонких пропластках и линзах. Следует принять во внимание и то, что в общую оценку соотношений концентрированных и рассеянных форм ОВ большую долю вносит рассеянный углерод докембрийских толщ. Но при этом недостаточно учитывается и выделяется масса еще мало изученных концентрированных углеродистых образований докембрия. Это, например, шунгиты Карелии [14], некоторые типы черных сланцев позднего докембрия — раннего палеозоя (Центральные Кызылкумы и другие районы), докембрийский «уголь» Северной Америки [18], в которых содержание $C_{орг}$ достигает 30—50% и более.

Каковы бы ни были конкретные цифры превышения масс РОВ над концентрированными формами, ясно, что без рассмотрения его состава нельзя достаточно полно выявить общий ход изменения во времени соотношений сапропелевого и гумусового типов вещества. Для хотя бы приближенного решения поставленной задачи автором были выполнены специальные расчеты [5]. При этом прежде всего использованы количественные данные по объемам осадочных формаций от кембрия до неогена, приведенные в работе А. Б. Ронова [9]. Среднее содержание $C_{орг}$ в разных типах пород (субкларки) принято в соответствии с данными Н. Б. Вассоевича и др. [3]. Учтены также данные В. А. Успенского, особенно по характеристике ОВ различных типов осадочных формаций [12].

В расчет были приняты [9] континентальные обломочные, угленосные песчано-глинистые, морские песчано-глинистые и карбонатные формации. Остальные типы не учитывались в связи с их меньшими объемами и, главное, из-за плохой изученности в них состава РОВ. Даже для вышеперечисленных, более исследованных толщ вопрос о соотношении в них сапропелевого и гумусового вещества может быть решен с рядом допущений и предположений.

Среднее содержание $C_{орг}$ в угленосных толщах принято 2% [12], из них 1,8% отнесено к гумусовому и 0,2% — к сапропелевому веществу. Это сделано на основе изучения РОВ в некоторых угольных бассейнах и с учетом отмечаемого выше подобия петрографического состава ОВ углей и вмещающих их пород.

При значительном распространении в континентальных обломочных толщах сапропелевого вещества существенную роль играл, очевидно, и гумусовый материал, поскольку в этих условиях широко развивалась наземная высшая растительность. Это предположение подтверждается довольно частыми находками в континентальных отложениях включений витринита и фюзинита, спор, кутикулы. В данном типе формации при среднем содержании $C_{орг}$ 0,5% две пятых его отнесено к сапропелевому, а три пятых — к гумусовому веществу.

В морских песчано-глинистых толщах предполагается значительное преобладание сапропелевого вещества [12]. В ОВ современных морских осадков содержится 5—6% гумусового материала [13, 21]. Однако роль последнего возрастает в береговых зонах, где увеличивается и общее содержание $C_{орг}$. В древних толщах данного типа следует учитывать и вторично аллохтонный материал, который в значительной мере может быть представлен гумусовым веществом — атритито-витринитом, атритито-фюзинитом и особенно стойкими частями растений — спорами, пыльцой, кутикулой и смолой [17, 26].

Изучение РОВ четвертичных осадков Норвежского моря показывает, что аллохтонный материал в нем составляет 20—90%, в среднем 50% [16]. Он представлен растительным детритом и большим количеством спор и пыльцы самого разного возраста — от карбона до неогена. И хотя осадки морские, микропланктон в них встречается редко. Учитывая все это, автор для расчетов принял, что из 0,4% среднего содержания $C_{орг}$ 0,1% можно отнести к гумусовому веществу, а 0,3% — к сапропелевому.

И наконец, в карбонатных формациях все РОВ считается сапропелевым, хотя и в нем не исключается участие гумусового материала.

При общих расчетах используется $C_{орг}$ без поправочных коэффициентов, предложенных в работе [3]. В настоящее время нет достаточно данных для учета в глобальном масштабе тех изменений масс РОВ, которые связаны со степенью катагенетической зрелости, возрастом и петрографическим составом.

На основе обработки количественных данных составлена кривая изменения соотношений гумусового и сапропелевого вещества в осадочных толщах фанерозоя (фигура).

До раннего девона наблюдается исключительное преобладание сапропелевого вещества. В силуре и даже ордовике при принятой системе подсчетов около 4% ОВ приходится на гумусовую (?) часть. Сейчас пока трудно сказать, чем она представлена, но, возможно, и на самом деле это остатки лигнино-целлюлозных тканей растений. С каждым годом появляется все больше работ о возможном появлении сосудистых растений в силуре и даже ордовике и о достаточно сложном растительном мире уже в позднем докембрии [11, 19, 22].

В среднем девоне содержание сапропелевого вещества уменьшается до 60%, что, несомненно, связано с массовым выходом растений на сушу, с появлением первых промышленных залежей углей и т. д. В средне-позднекарбонную эпоху, которая характеризуется богатством наземных, в том числе болотных, экосистем, развитием на больших территориях гумидных обстановок, с чем связан первый в геологической истории максимум угленакопления, в составе ОВ начинает преобладать гумусовый материал.

В раннем и среднем триасе вновь отмечается увеличение сапропелевого вещества, что, объясняется, очевидно, широким развитием в эти периоды морских обстановок осадконакопления [10]. До позднего мела содержание сапропелевой части в ОВ вновь уменьшается, и ее увеличение наблюдается снова лишь в раннем палеогене.

Соотношения гумусового и сапропелевого вещества соответственно составляют в среднем для палеозоя 29 и 71%, для мезозоя — 44 и 56%, для кайнозоя — по 50%. Несмотря на отдельные колебания, отчетливо проявляется во времени тенденция к возрастанию роли гумусового материала в фоссилизированном ОВ. В современной биосфере фитомасса суши (и в том числе масса высших растений) превышает биомассу озер, морей и океанов [1, 12, 20], что согласуется с выявленной закономерностью.

Возрастание количества гумусового вещества в течение фанерозоя связано с эволюцией растительного мира, все более расширяющимся многообразием фациальных условий захоронения фитомассы, увеличением площадей континентального осадконакопления. Немаловажное значение имело и появление таких устойчивых к разложению органических соединений в составе растений, как лигнин, спорополлепин, кутин и др.

Полученная кривая изменения соотношений гумусового и сапропелевого вещества в осадочных толщах фанерозоя совпадает с кривой распределения во времени площадей континентальной и морской седиментации, приведенной в работе [10], что также подтверждает правильность выявленной закономерности. График изменения типов ОВ лишь более сглажен по сравнению с упомянутой кривой, что связано вероятно, с тем, что основное накопление фитомассы происходит не в крайних обстановках, а чаще на границе водной среды и суши. Максимальная концентрация $C_{орг}$ наблюдается в береговых и шельфовых зонах морей и океанов, а на суше — в пределах прибрежно-морских низменностей, окраин озерных котловин, речных долинах и др.

Максимумы развития сапропелевого вещества (см. фигуру) совпадают в значительной мере с наиболее интенсивными эпохами сланцеобразования, а минимумы отвечают основным этапам угленакопления. Эта кривая в общих чертах согласуется с кривой изменения интенсив-

ности развития фитопланктона в течение фанерозоя [23]. На последней имеется первый широкий максимум — от кембрия до среднего девона и второй, менее широкий, с отдельными колебаниями, который охватывает в целом периоды мел — неоген. Во втором максимуме наблюдаются резкие понижения интенсивности фитопланктона в позднем мелу, позднем палеогене и позднем неогене, что хорошо совпадает с минимумами содержания сапропелевого материала на фигуре. Значительная часть фитопланктона мезозоя и кайнозоя складывается карбонатным и кремнистым материалом [23].

Таким образом, на основе проведенного исследования впервые дается количественная, хотя и приближенная, оценка соотношений сапропелевого и гумусового материала в ОВ осадочных толщ по эпохам и периодам фанерозоя. Установлена закономерность увеличения во времени гумусового вещества и его значительно большая роль в составе РОВ, чем предполагалось до настоящего времени. Это получается даже при том, что автор очень осторожно подходит к анализу процентных содержаний гумусового материала в РОВ разных типов формаций в связи с широко распространенным в литературе мнением о резком преобладании в нем сапропелевого материала. Еще недостаточно учитывается аллохтонная часть РОВ пород, которое вообще нередко определяется по принципу: морские осадки — значит, сапропелевое вещество. Значительному участию гумусового материала в РОВ пород способствует и большая биохимическая устойчивость к разложению таких органических соединений, как лигнин и спороленин.

Изменение в течение фанерозойского эона основных типов концентрированных и рассеянных масс ОВ обнаруживает, естественно, связь с более широкими геологическими и другими факторами: смещением со временем осадконакопления в континентальные области, развитием биосферы, и прежде всего ее растительного мира, появлением болотных экосистем, эволюцией органических соединений и др.

Полученные данные в дальнейшем будут уточняться, но, по-видимому, основная закономерность увеличения гумусового материала со временем в осадочных формациях фанерозоя и его значительное участие в РОВ все более молодых отложений не только сохранится, но будет выявлена в еще более четкой и сильной форме.

Литература

1. Биосфера. БСЭ. 3-е изд. М.: Сов. энциклопедия, 1970, с. 357—358.
2. Богданова М. В., Волкова И. Б. Особенности преобразования органического вещества в нижнем карбоне Подмосковского и Донецкого бассейнов.— VIII Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. Сентябрь, 1975. Тезисы докл. М.: Наука, 1975, с. 36—37.
3. Вассоевич Н. Б., Корнилова Н. Н., Чернышев В. В. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли.— Вестн. МГУ, 1973, № 1, с. 8—23.
4. Волкова И. Б. Типы угольных пластов основных эпох угленакопления на территории СССР.— Химия тв. топлива, 1971, № 3, с. 3—11.
5. Волкова И. Б., Лапо А. В., Македонов А. В. Закономерности изменения во времени количества и состава ископаемого органического вещества. Палеонтология и эволюция биосферы.— Тезисы докл. XXV сес. Всес. палеонтол. о-ва Л., 1979, с. 9—10 (АН СССР, ВПО).
6. Гинзбург А. И. Методы петрографического излучения органического вещества горючих сланцев.— В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 98—104.
7. Лопатин Н. В. Эволюция биосферы и горючие ископаемые.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 5—23.
8. Пельмский Г. А., Пальшин И. Г., Окиншевич А. Е. Эпохи сланцenaкопления в истории Земли. Сб. музея земледования МГУ «Жизнь Земли», 1980, вып. 14, с. 24—35.
9. Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
10. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли.— XX чтения им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1980. 79 с.
11. Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.
12. Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970, 312 с.

13. Химия океана. Т. I. Химия вод океана. М.: Наука, 1979. 518 с.
14. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования/Под ред. Соколова В. А. и Калинин Ю. К. Петрозаводск: Карелия, 1975. 240 с.
15. Юсупова И. Ф. Органическое вещество прибалтийских, кашпирских и болтышских горючих сланцев: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1973. 28 с.
16. Combaz A., Bellet J., Poulain D., Caratini Cl., Tissot C. Etude microscopique de la matière organique de sédiments quaternaires de la mer de Norvège.— In: Géochimie organique de sédiments marins profonds. Orgon I. Mer de Norvège. Paris: CNRS, 1977, p. 139—175.
17. Cornford Ch. Organic deposition at a continental rise: organic geochemical interpretation and synthesis at DSDP site 397, Eastern North Atlantic.— In: Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. V. 47, pt. 1. Washington, D. C., 1979, v. 503—510.
18. Discover Pre-Cambrian coal.— Mining Congr. J., 1954, v. 40, № 8, p. 124.
19. Gray J., Boucot A. J. Early vascular land plants: proof and conjecture.— Lethaia, 1977, v. 10, № 2, p. 145—147.
20. Handbook of Geochemistry. V. II/I. Berlin a. o.: Springer-Verlag, 1969, S. 6—A—1—=6—0—3.
21. Hunt J. M. Organic géochimistry of the marine environment.— In: Adv. org. géoch., 1973, Paris: Technic, 1974, p. 593—605.
22. Lemoigne J. Paléoflores et provinces paléofloristiques au cours des temps géologiques.
23. North F. K. Episodes of source-sediment deposition.— J. Petrol. Geologists, 1973, v. 2, № 2, p. 199—218.
24. Philp R. P. Possible origin for insoluble organic (kerogen) debris in sediments from insoluble cell-wall materials of algae and bacteria.— Nature, 1976, v. 262, p. 134—136.
25. Robert P. Classification des matières organiques en fluorescence. Application aux roches-mères pétrolières.— Bull. Cent. Rech. Explor.— Prod. Elf-Aquitaine. 1979, v. 3, № 1, p. 223—263.
26. Timofeev P. P., Bogolyubova L. I. Black shales of the Bay of Biscay and conditions of their formation. Deep Sea Drilling Project Leg 48, Holes 400A, 402A.— In: Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj. V. 48. Washington, D. C., 1979, p. 831—853.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
1. II. 1982

УДК 553.66(470.4)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРОНОСНЫХ ПОРОД КУПОЛА БЕЗЫМЯННОГО (САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

САМАРКИН В. А., БОНДАРЬ В. А., МАТРОСОВ А. Г., РИВКИНА Е. М.

Изучены минералого-петрографические особенности пород и руд на серопроявлении в надсолевых кунгурских породах купола Безымянного. Получены данные по изотопному составу серы и углерода в серосодержащих и карбонатных минералах. Самородная сера и изотопно-легкие карбонаты сформировались из биогенных сероводорода и уголекислоты, выделявшихся в процессе бактериальной редукции сульфатов карбонатно-сульфатных пород. Низкое среднее содержание серы в рудах объясняется наличием включений доломитовых известняков, неполным восстановлением исходных сульфатных минералов и окислением части сероводорода и серы с образованием жильного гипса.

С сульфатно-карбонатными кепроками соляных куполов связан ряд значительных месторождений серы США и Мексики [12, 19, 20]. Небольшие серопроявления близкого генезиса есть и в нашей стране на солянокупольных структурах Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин [5, 8, 10, 13].

Серопроявление купола Безымянного в юго-восточной части Саратовской области известно с 1965 г. [9], но его изучение началось только в 1979—1980 гг. Саратовской геологоразведочной экспедицией Нижневолжского ТГУ. Из шести пробуренных здесь скважин серные руды вскрыты в двух скважинах в интервале глубин 325,4—332,7 м (скв. 1) и 271,5—276,0 м (скв. 2).

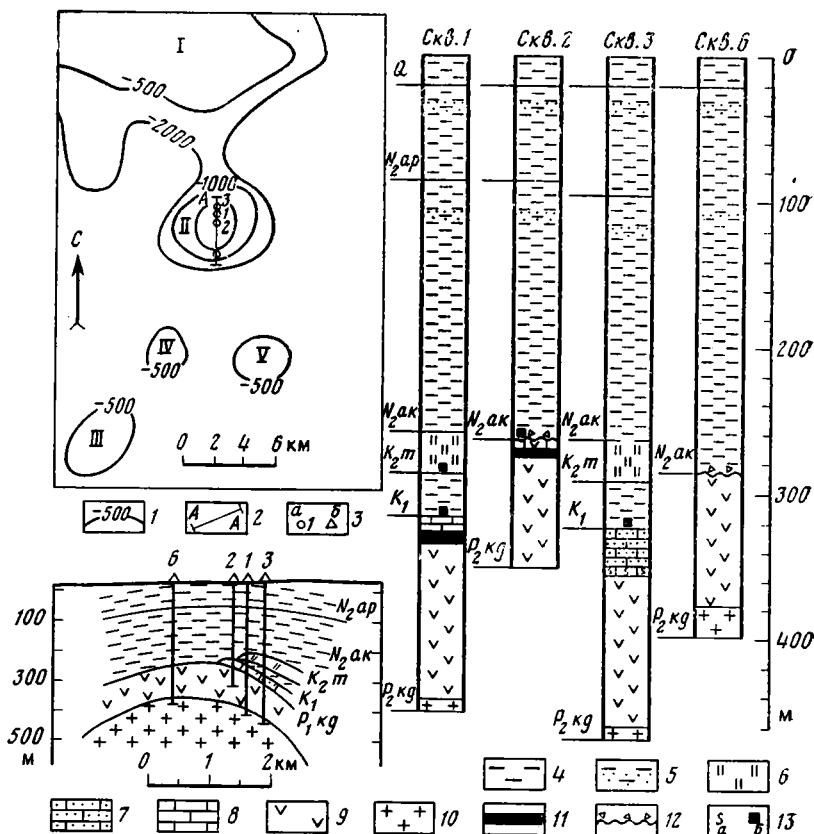
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕРОПРОЯВЛЕНИЯ

Купол Безымянный является обособленным штокообразным поднятием на южном отроге соляного массива Богатырев Новоузенской зоны куполов Северного Прикаспия (фиг. 1). Он хорошо выделяется в виде локального минимума силы тяжести с минусовыми значениями изолиний на гравиметрической карте. В плане купол изометрической формы с диаметром 4,5—5,0 км и мощностью солей (кунгурский ярус нижней перми) до 8 км. Соляное ядро залегает на глубине 386—454 м.

По восточному склону купола проходит сброс с амплитудой смещения до 150 м, прослеживающийся в субмеридиональном направлении до соляной перемычки с Богатыревским массивом. На западном склоне структуры намечается еще один сброс, параллельный первому, с амплитудой около 100 м. С юга и юго-запада купола отмечаются аномально высокие мощности палеогеновых отложений (до 1740 м), выполняющие компенсационную мутьду.

Соляное ядро купола Безымянного перекрывается сульфатными породами мощностью 100—120 м, выше залегают сульфатно-карбонатные и терригенно-карбонатные породы мощностью 15—41 м. Эти породы с резким несогласием перекрываются терригенно-карбонатными меловыми (60—80 м) и песчано-глинистыми неоген-четвертичными (220—280 м) отложениями. Анализ мощностей надсолевых отложений свидетельствует об интенсивном росте купола в меловое и особенно палеогенное время, а также о доакчагыльском размыве надсолевых пород.

Склоны купола крутые, с наклоном до 80—85°. Вблизи купола Безымянного в юрских, меловых и палеогеновых отложениях установлены



Фиг. 1. Геологическое строение соляного купола Безымянный
 1 — стратонизогипсы по кровле соли по данным гравirazведки; 2 — линия геологического разреза; 3 — местоположение и номер поисковых скважин; а — на схеме, б — в разрезе; 4—11 — литологические типы пород: 4 — глины, 5 — глины с прослоями песка, 6 — мел, мергель, 7 — песчаники с кальцитовым цементом, 8 — карбонатная зона кепрока, 9 — сульфатная зона кепрока (гипс, ангидрит), 10 — соль, 11 — осерненный горизонт; 12 — размытая поверхность пород; 13 — проявления: а — серы, б — сульфидов. Соляные купола: I — Богатырев, II — Безымянный, III — Алгай, IV — Крутой, V — Бурдин

признаки нефтегазоносности, отмечается повышенная битуминозность пород, в том числе и в скважинах, пробуренных на серопоявлениях.

Генезис самородной серы в кепроках соляных куполов объясняют две основные гипотезы. По первой из них, самородная сера формируется при окислении глубинного термокаталитического сероводорода в зоне смешения глубинных и кислородных вод в литологически благоприятных породах [1, 5, 15]. По второй гипотезе, самородная сера и парагенные карбонатные минералы формируются из метаболитических сероводорода и углекислоты, выделяющихся в процессе микробиологической редукции сульфатов вмещающих пород, с использованием органических веществ нефтяного происхождения [8, 18, 21].

В задачу данной работы входило изучение генезиса сероносных и вмещающих пород с применением комплекса минералого-петрографических и изотопных исследований. Решение этого вопроса особенно актуально для данного района, так как в последние годы в Прикаспийской впадине открыты месторождения сероводородсодержащих газов.

Для решения поставленной задачи были отобраны типичные образцы сероносных и бессерных пород и соли. Помимо этого изучены дубликаты 27 измельченных проб руды по интервалам опробования.

Минеральный состав сероносных пород рассчитан на основании результатов количественного термогравиметрического анализа с точностью $\pm 1\%$. Взаимоотношения минералов изучались в прозрачных шлифах с применением метода окрашивания карбонатных минералов ализарином. Выделение минералов для изотопного анализа серы и углерода и их очистка производились минералогическими методами, а химическая подготовка проб к изотопному анализу проводилась по общепринятым методикам [16].

Изотопный состав углерода определялся на масс-спектрометре «Vagian» СН-7 с точностью $\pm 0,2\%$, а изотопный состав серы изучался на масс-спектрометре МИ-1305 с точностью $\pm 0,5\%$.

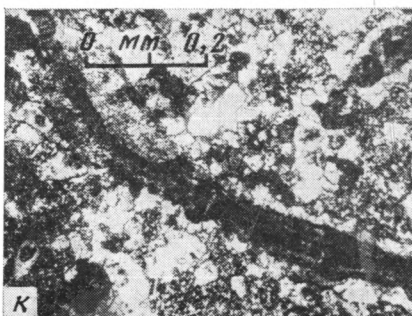
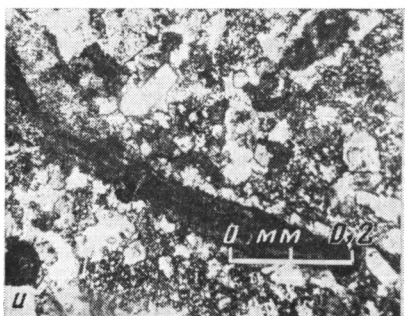
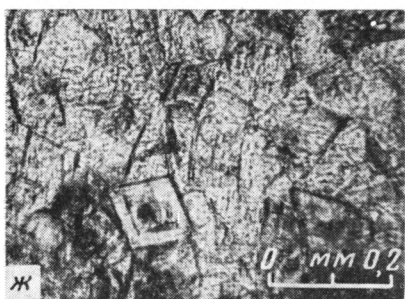
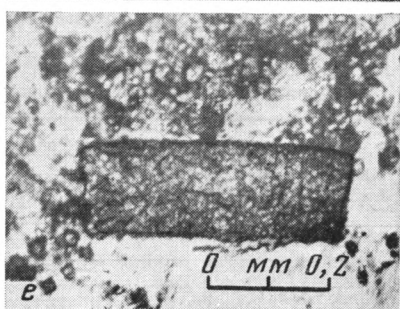
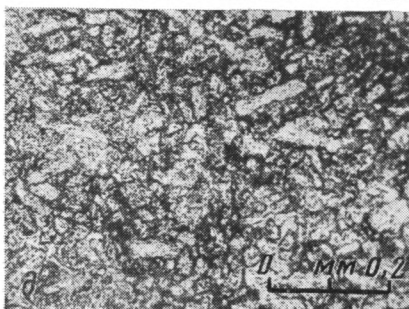
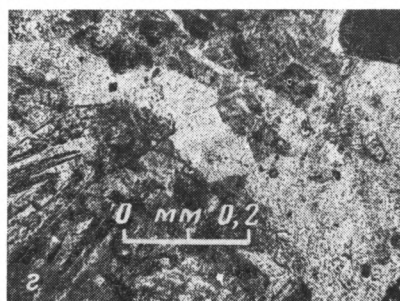
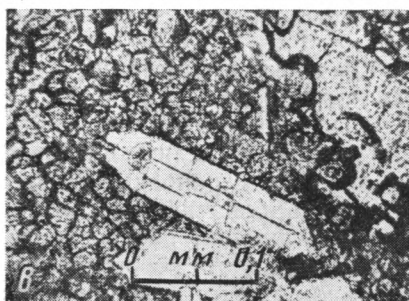
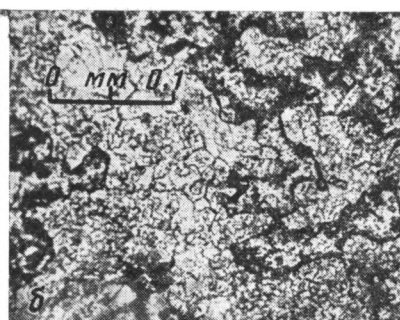
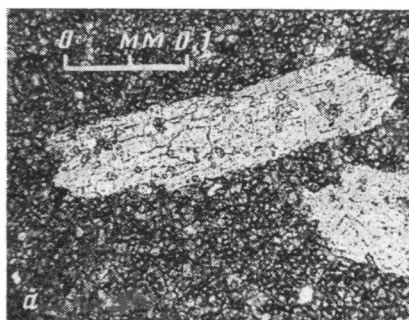
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕРОНОСНЫХ ПОРОД

По минеральному составу (табл. 1) можно выделить две основные разновидности осерненных пород. Первая — это сероносные породы доломит-кальцит-гипсового состава, среди карбонатной составляющей которых преобладает кальцит. Эти породы широко распространены в скв. 1 и встречаются в скв. 2. Вторая разновидность сероносных пород, где преобладающим карбонатным минералом является доломит, вскрыта в основном в скв. 2. Отдельные прослои таких пород встречаются и

Таблица 1

Минеральный состав руд по интервалам опробования скважин 1 и 2

№ пробы	Интервал, м	Сера	Гипс	Кальцит	Доломит	Прочие	Кальцит	Доломит
		содержание минералов, %					% от суммы карбонатов	
Скважина 1								
1	325,4—325,9	3,0	21,0	47,6	10,5	17,8	82	18
2	325,9—326,4	13,5	57,5	22,5	2,1	5,9	91	9
3	326,4—326,9	1,6	12,0	54,5	8,5	9,0	86	14
4	326,9—327,4	16,0	14,0	41,0	22,0	17,0	65	35
5	327,4—327,9	20,0	12,0	34,0	18,0	16,0	65	35
6	327,9—328,4	5,0	80,0	1,0	6,0	8,0	14	86
7	328,4—328,9	14,0	37,0	23,2	10,5	5,3	69	31
8	328,9—329,4	2,0	48,0	36,3	6,3	7,4	85	15
9	329,4—329,9	7,5	43,0	27,2	6,3	16,0	81	19
10	329,9—330,4	10,3	34,7	28,3	11,5	15,2	71	29
11	330,4—330,9	12,8	10,7	40,9	18,9	17,4	68	32
12	330,9—331,4	8,2	13,1	53,9	13,6	11,2	80	20
13	331,4—331,9	22,0	31,0	25,3	10,5	8,2	71	29
14	331,9—332,4	39,3	52,2	15,0	1,0	5,0	94	6
15	332,4—332,7	76,5	21,5	—	—	2,0	—	—
Скважина 2								
1	270,5—271,0	1,0	71,8	6,2	5,2	16,8	54	46
2	271,0—271,5	1,0	52,6	20,4	6,3	21,6	77	23
3	271,5—272,0	4,2	64,6	10,2	14,7	5,3	41	59
4	272,0—272,5	10,0	73,0	0,5	4,2	12,3	11	89
5	272,5—273,0	3,0	36,0	9,0	40,0	12,0	18	82
6	273,0—273,5	5,0	76,6	2,3	4,2	11,9	35	65
7	273,5—274,0	2,8	59,8	2,2	23,1	12,1	9	91
8	274,0—274,5	6,8	15,6	5,0	58,8	13,8	8	92
9	274,5—275,0	1,0	89,7	1,1	3,0	6,2	27	73
10	275,0—275,5	4,5	40,7	29,5	16,8	8,5	64	36
11	275,5—276,0	4,5	76,6	6,2	6,3	6,4	50	50
12	276,0—276,5	1,0	98,0	1,0	1,0	1,0	—	—
Средние значения								
скв. 1, интервал								
325,4—332,4 м		12,5	33,4	32,2	10,4	11,5	75	25
скв. 2, интервал								
271,5—276,0 м		4,5	59,6	7,2	19,0	9,8	29	71



по скв. 1. В этих породах содержится меньше серы и больше гипса. Минералы, внесенные в графу «прочие», представлены главным образом целестином. В подчиненных количествах присутствуют пирит, глинистые и кремниевые минералы.

Визуально сероносные породы коричневато-серые брекчиевидные за счет рассеивания их жилами и прожилками гипса, кальцита и серы. Доломит-кальцит-гипсовые породы (первая разновидность) имеют равномернозернистую структуру карбонатных минералов. Основной минерал — зернистый кальцит. При окрашивании карбонатных минералов ализином видно, что кальцит развивается по более раннему мелкозернистому доломиту (фиг. 2, а—в).

Встречаются крупные кристаллы кальцита, замещающие гипс (см. фиг. 2, г).

Отдельные участки породы сложены удлиненными призматическими зернами доломита (см. фиг. 2, д), что свидетельствует о формировании их при замещении кристаллов ангидрита [2]. Мелкозернистый доломит образует иногда псевдоморфозы по крупным таблитчатым кристаллам ангидрида (см. фиг. 2, е).

В сероносных породах присутствует целестин в виде хорошо образованных кристаллов среди равномернозернистых карбонатных минералов. Он содержит пойкилитовые вроски доломита, не затронутого, как правило, дедоломитизацией (см. фиг. 2, в). Целестин встречается также в виде гнезд и прожилков в ассоциации с крупными, часто ромбоэдрическими, зернами доломита и кальцитом. Границы между целестином и карбонатными минералами ровные, некорродированные (см. фиг. 2, ж, з).

Самородная сера образует извилистые вроски в кальцитизированных участках породы (см. фиг. 2, б), присутствует также в виде гнезд и прожилков совместно с кальцитом и целестином (см. фиг. 2, з). Включения раннего гипса в породах перекристаллизованы и залечены поздним жильным гипсом. В прожилках гипса часто встречается самородная сера.

Минералого-петрографические особенности этой разновидности сероносных пород указывают на то, что значительная часть доломита и кальцита — вторичные минералы, сформировавшиеся при замещении ангидрита и гипса исходной породы. В породах широко проявлена дедоломитизация. Процессы замещения и раздоломичивания сопровождались отложением целестина. Сера образовывалась одновременно с кальцитизацией пород, а также с более поздним жильным гипсом.

Среди сероносных пород первой разновидности встречаются прослои, в которых доломит является преобладающим карбонатным минералом. Микроструктурные особенности позволяют выделить их в самостоятельную разновидность пород (см. фиг. 2, и). Доломит здесь представлен крупными зернами с пелитоморфным ядром, которые цементируются более мелкозернистым доломитом. Встречаются включения, сходные с органогенными остатками (см. фиг. 2, к). Кальцит содержится в межзерновом пространстве доломита, в прожилках и гнездах совместно с целестином, серой и гипсом. Особенности строения этих пород свидетельствуют о том, что они образовались при перекристаллизации и частичной дедоломитизации доломитового известняка.

Фиг. 2. Микрофотографии сероносных пород

а — участок мелкозернистого доломита с целестином в руде, ник. ||; б — кальцитизация мелкозернистого доломита: светлое — кальцит, мелкие серые зерна — доломит, темное — включение серы, ник. ||; в — сильно кальцитизированная сероносная порода: доломит — мелкие зерна в кальците и целестине, ник. ||; г — замещение гипса кальцитом: кальцит — темное, гипс — светлое, ник. ||; д — призматические «ангидритовидные» зерна доломита, ник. ||; е — псевдоморфоза мелкозернистого доломита по крупному зерну ангидрита, ник. ||; ж — гнездообразное скопление целестина с ромбоэдрическими зернами доломита, ник. ||; з — прожилки серы с кальцитом и целестином в мелкозернистом доломите, ник. +; и — перекристаллизованная и кальцитизированная неравномернозернистая доломитовая порода: доломит — светлое, кальцит — серое. Окрашенный шлиф, ник. ||; к — органогенные остатки в перекристаллизованном доломите, ник. ||

Количество и состав нерастворимого остатка кальцитизированных песчаников и песчанистых известняков

№ образца	Глубина, м	Исх. вес, г	Н. о. после обработки 5%-ной HCl		Минералы, н. о.
			г	%	
3/3	328,0	3,640	2,450	67,3	Кварц (90%), глинистые, пирит, акцессорные
3/4A	329,5	4,365	3,340	76,5	Кварц (90%), пирит, глинистые, акцессорные
3/5	332,0	10,590	10,110	95,5	Глинистые (80%), кварц (10—15%), пирит, акцессорные
3/8	342,0	2,060	1,405	68,2	Кварц (90%), пирит, глинистые, акцессорные
3/9	349,0	7,920	5,350	67,5	Кварц (90%), пирит, акцессорные

Примечание. Порода измельчалась до крупности 0,3 мм.

Таблица 3

Изотопный состав углерода карбонатных минералов сероносных пород

№ образца	Глубина, м	Характеристика проб	% от суммы карбонатов		$\delta^{13}\text{C}$, ‰
			кальцит	доломит	

Доломит-кальцит-гипсовые сероносные породы с вторичными карбонатными минералами по сульфатам

1/11	327,3	Доломит+кальцит	12	88	—21,8
1/12	328,5	Кальцит+доломит	62	38	—23,4
1/13	329,5	»	83	17	—28,6
1/13	329,5	Доломит	—	100	—28,0
1/15	330,5	Кальцит+доломит	73	27	—25,5
1/15	330,5	Кальцитовый прожилок	100	—	—27,4
2/8	271,4	Кальцит+доломит	52	48	—25,5
2/8	271,4	Кальцитовый прожилок	100	—	—24,1
2/19	275,2	Кальцит+доломит	86	14	—23,1
2/19	275,2	Доломит+кальцит	19	81	—22,5
2/19	275,2	Кальцитовый прожилок	100	—	—25,6

Перекристаллизованные кальцит-доломит-гипсовые породы

1/10	326,4	Доломит+кальцит	2	98	—14,1
2/12	272,9	»	5	95	—4,7
2/16	274,6	»	5	95	—5,9
2/16	274,6	Кальцитовый прожилок	100	—	—15,3

Бессерные терригенно-карбонатные породы

3a/1	340,0	Кальцит+доломит	81	19	—19,6
5/2	310,0	»	76	24	—16,7
3/3	328,0	Кальцитовый цемент	100	—	—18,7
3/3	328,0	Кальцитовый прожилок	100	—	—25,2
3a/3	360,0	Магнезит из гипса	—	—	—6,5

Поинтервальные и средние пробы руд

1/4	326,9—327,4	Кальцит	65	35	—25,9
		Доломит			—18,9
2/3	271,5—272,0	Кальцит	41	59	—26,7
		Доломит			—18,9
1 средн.	325,4—332,4	Кальцит+доломит	75	25	—21,7
2 средн.	271,5—276,0	Доломит+кальцит	29	71	—14,3

Примечание. Карбонатные минералы выделялись центрифугированием в тяжелых жидкостях: кальцит +2,4—2,72 г/см³, доломит +2,72—3,0 г/см³ с последующей доочисткой 5%-ной CH₃COOH на холоду. Кальцит+доломит во фракции +2,4—3,0 г/см³.

В скв. 3 и 3а вскрыты кальцитизированные песчаники и песчаные известняки. В этих породах угловато-окатанные зерна кварца сцементированы пелитоморфным и мелкозернистым кальцитом с примесью доломита. Местами цемент песчаников представлен крупнокристаллическим кальцитом с реликтами пелитоморфных карбонатов, что связано с перекристаллизацией цемента. Породы рассеяны тонкими кальцитовыми прожилками, реже — серно-кальцитовыми (табл. 2, обр. 3/9).

Сульфатные породы, подстилающие осерненный горизонт, сложены преимущественно гипсом и ангидритом с тонкими глинистыми прослоями. В них (скв. 3а) встречаются включения пелитоморфного магнезита с примесью стронцианита, что подтверждается термогравиметрически (фиг. 3) и рентгенографически; основные линии 2,736 (100); 2,498 (65); 2,095 (75); 1,700 (88) для магнезита. Включения магнезита в нижнепермских сульфатно-карбонатных породах Поволжья описаны Е. К. Фроловой [17]. Проанализированный нами образец соли (скв. 1, гл. 443 м) на 97,5% сложен галитом. В составе нерастворимого в воде остатка преобладает ангидрит.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛОВ

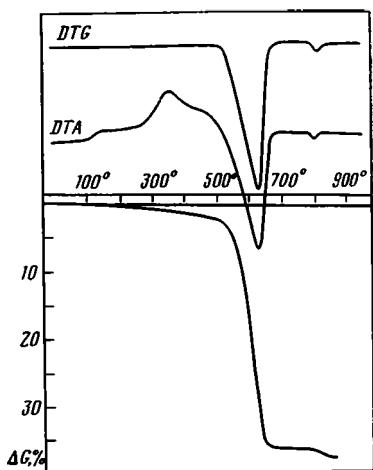
Для выяснения происхождения карбонатных минералов был изучен изотопный состав углерода выделенных разновидностей пород при разном соотношении в них доломита и кальцита (табл. 3). Был проанализирован также ряд чистых фракций кальцита и доломита из образцов и поинтервальных проб и жильный кальцит.

Выделенные по минералого-петрографическим особенностям разновидности пород хорошо различаются по изотопному составу карбонатных минералов. Породы первой разновидности, с признаками замещения сульфатных минералов карбонатными, имеют легкий изотопный состав углерода карбонатов ($-29,5\text{‰}$), близкий по величине к нефтям Саратовского Поволжья [3].

Отмечается тенденция к облегчению величины $\delta^{13}\text{C}$ в пробах при увеличении в них содержания кальцита, однако минимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ для кальцита ($-28,6\text{‰}$) и доломита ($-28,0\text{‰}$) близки. Очевидно, значительная часть доломита и кальцит являются вторичными минералами, сформировавшимися при участии изотопно-легкой биогенной углекислоты.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в перекристаллизованных карбонатно-сульфатных сероносных породах второй разновидности укладываются в пределы, характерные для морских карбонатов [6]. Близкую к ним величину $\delta^{13}\text{C}$ имеет магнезит ($-6,5\text{‰}$) из неосерненных подстилающих гипсов. Следовательно, процесс перекристаллизации пород происходил без существенного привноса биогенной углекислоты.

Разница в величинах $\delta^{13}\text{C}$ кальцита от $-25,9$ до $-26,7\text{‰}$ и доломита ($-18,9\text{‰}$) из поинтервальных проб $1/4$ и $2/3$ позволяет сделать вывод о том, что весь кальцит является вторичным минералом и содержит преимущественно биогенную углекислоту, тогда как доломитовая фракция состоит из смеси первичного и вторичного доломита. Карбонатные минералы из средней пробы сравнительно богатых кальцитизированных руд (скв. 1) обогащены легким изотопом ^{12}C в большей мере, чем руда скв. 2, которая содержит больше перекристаллизованных доломитовых известняков.



Фиг. 3. Термогравиметрическая диаграмма магнезита с примесью стронцианита из включений в гипсе
DTA — 1/10; DTG — 1/10; ΔG — % потери веса. Скорость нагревания $10^\circ/\text{мин}$

Значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного цемента бессерных терригенно-карбонатных пород варьируют в зависимости от доли биогенной углекислоты, вошедшей в состав новообразованного кальцитового цемента.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ

Исследовался изотопный состав серы в минералах сероносных и нижележащих сульфатных пород, а также ангидрита из соли (табл. 4).

Из табл. 4 видно, что ангидрит из нерастворимого остатка солей и вышележащие гипсы имеют величины, характерные для эвапоритов пермского возраста [7]. Гипсы у контакта с вышележащими сероносными породами несколько утяжелены. Целестин из осерненных пород, парагенный вторичным карбонатным минералам, содержит серу, обогащенную тяжелым изотопом ^{34}S относительно сульфата пермского возраста до значений $\delta^{34}\text{S}$ от $+21,7\text{‰}$ до $23,7\text{‰}$. Самородная сера обогащена легким изотопом ^{32}S . Значения $\delta^{34}\text{S}$ жильного гипса близки к величинам, характерным для самородной серы.

Таблица 4

Изотопный состав серы минералов сероносных и вмещающих пород

№ образца	Характеристика проб	Величина $\delta^{34}\text{S}$, ‰
1/25	Ангидрит из нерастворимого остатка солей	+12,5
2/22	Гипс, перекрывающий соли	+12,2
2/20	Гипс у контакта с вышележащими сероносными породами	+14,8
1/19	То же	+15,1
1/8	Целестин из карбонатной сероносной породы	+21,7
1/13	То же	+23,7
2/8	»	+21,7
1/8	Сера мелкозернистая по слойкам в карбонатной породе	+6,2
1/8	Сера в гипсовых жилах	+6,1
1/13	Сера мелкозернистая по слойкам в карбонатной породе	+6,0
1/13	Сера из гипс-кальцитового прожилка	+8,1
1/13	Сера из карбонатных прослоев	+5,2
1/13	Сера из гипс-кальцитовых прожилков	+9,4
2/8	Сера из трещин в карбонатной породе	+6,0
2/8	Сера из гипсового прослоя	+4,2
2/10	Сера мелкозернистая из прослоев в огипсованной породе	+5,2
2/10	Сера крупнозернистая из гнезд	+6,5
2/20	Сера из карбонатной породы на контакте с нижележащим гипсом	+6,3
1/17	Сера из гипсовой породы на контакте с прослоем, содержащим 76% серы	+3,2
1/18	Сера из прослоя с аномально высоким содержанием $\text{S}=76\%$	+1,3
2/1	Сера из слабозернистого гипса в кровле сероносных пород	+4,0
2/1	Гипс в кровле сероносных пород	+6,5
1/17	Осерненный гипс	+6,7
1/18	Гипс из серного прослоя с аномальным содержанием $\text{S}=76\%$	+13,5
2/10	Гипс из гипсовой осерненной породы	+7,5
2/15	Гипс из прожилков	+9,0
2/8	Прослой осерненного гипса	+9,5
1/12	Гипс из гипс-серно-кальцитового прожилка	+9,5
1/13	Гипс из осерненного кальцит-гипсового прожилка	+8,9

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволяют реконструировать исходный состав сероносных пород. Наличие в породах признаков замещения сульфатных минералов карбонатными, легкий изотопный состав угле-

рода вторичных карбонатных минералов указывают на то, что первоначально породы имели гипс-ангидритовый состав с примесью первичного доломита. Породы эти содержали прослои доломитовых известняков.

Важное значение имеет вопрос о происхождении исходных пород. Для серных месторождений соляных куполов характерен близкий состав нерастворимого остатка солей и серных руд. По сульфатным кепрокам куполов США формировались богатые серно-кальцитовые руды. С терригенно-карбонатными, с небольшим количеством сульфатов кепрокам связаны бедные руды с большим количеством терригенно-глинистых минералов.

Отличительной особенностью изученного серопроявления является то, что нерастворимый остаток вскрытых солей состоит из практически чистого ангидрита, тогда как в сероносных породах содержится примесь первичного доломита, прослои перекристаллизованного доломитового известняка с органоминеральными остатками и песчанистые известняки. Этот факт можно объяснить с двух позиций. Возможно, что верхняя, размытая при формировании кепрока толща соли содержала в нерастворимом остатке помимо сульфатных минералов примесь доломита и прослои доломитовых и песчанистых известняков.

Более логично, по-видимому, предположить, что сероматеринские породы представляли собой осадочные сульфатно-карбонатные надсолевые кунгурские породы, поднятые при росте соляного штока. Подобная точка зрения высказывалась В. С. Васильевым [4], Ю. А. Косыгиным [11] и А. И. Отreshко [14].

Литологически неоднородные сульфатно-карбонатные породы залегают в разрезе между мощным слоем подстилающих гипсов и толщей перекрывающих глинистых осадков (см. фиг. 1). В процессе вертикальных тектонических движений купола они, возможно, более активно подвергались дроблению, чем нижележащие однородные гипсы, что могло способствовать поступлению в них углеводородсодержащих растворов. В этом случае смешение этих растворов с водами поверхностного происхождения приводило к активизации процесса окисления углеводородов и редукции сульфатов с образованием сероводорода и углекислоты. На месте растворяющихся сульфатных минералов отлагались изотопно-легкие по углероду доломит и кальцит. Причиной отложения вторичного доломита могло быть повышенное отношение Mg/Ca в нефтяных водах, а также поступление магния из замещаемых пород.

Бессульфатные доломитовые и песчанистые известняки подвергались перекристаллизации. Изотопный состав углерода карбонатных минералов в них изменялся в зависимости от доли биогенной углекислоты, участвующей в процессах перекристаллизации.

В процессе микробиологической редукции сульфатов исходных пород происходило фракционирование изотопов серы. Утяжеленный сульфат-ион связывался стронцием с образованием целестина. Источником стронция служили, вероятно, растворяющиеся сульфатные минералы, часто он мог привноситься нефтяными водами. Легкий изотоп ^{32}S накапливался в сероводороде. Близость изотопного состава серы и жильного гипса свидетельствует о том, что часть сероводорода и серы окислялась до сульфата с образованием вторичного гипса.

Таким образом, замещение сульфатных минералов изотопно-легкими карбонатными минералами, утяжеление парагенного целестина и обогащение серы легким изотопом ^{32}S не согласуется с гипотезой окисления глубинного сероводорода и хорошо объясняется с позиций биоэпигенетического серообразования.

ВЫВОДЫ

1. Серные руды сформировались по карбонатно-сульфатным породам с прослоями доломитовых известняков.
2. В формировании парагенезиса самородной серы и вторичных карбонатных минералов принимали участие метаболический сероводород

и углекислота, выделявшиеся в процессе микробиологической редукции сульфатов.

3. Низкое среднее содержание серы можно объяснить наличием прослоев доломитовых известняков, неполным восстановлением исходных сульфатных минералов и окислением части сероводорода и серы до сульфата с образованием жильного гипса.

Литература

1. Алексенко И. И. Сера Прикарпатья. М.: Недра, 1967. 304 с.
2. Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 2. М.: Недра, 1969, 145 с.
3. Ботнева Т. А., Мюллер П. Е., Маас И. Об изотопном составе углерода нефтей и их фракций.—Геология нефти и газа, 1969, № 7, с. 33—39.
4. Васильев В. С. Кепроки соляных куполов Эмбы, Урала и Заволжья. Недра Волго-Прикаспия, 1937, вып. 2, с. 87—142.
5. Ветров Ю. И., Кириченко Н. Г., Строев В. М., Ванденко В. И. Проявление самородной серы в Днепровско-Донецкой впадине.—Тр. Геол. ин-та. Казань, 1968, вып. 20, с. 115—122.
6. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Наука, 1968. 242 с.
7. Еременко Н. А., Панкина Р. Г. Вариации $\delta^{34}\text{S}$ в сульфатах современных и древних морских водоемов Советского Союза.—Геохимия, 1971, № 1, с. 81—91.
8. Иванов М. В., Леин А. Ю., Гриненко В. А. и др. Генезис самородной серы в кепроке Ромненского соляного купола.—Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 59—71.
9. Карпенко Ю. А. Пояснительная записка к Геологической карте СССР со снятыми плиоценовыми и четвертичными отложениями. Лист м-39-XIII, масштаб 1 : 200 000, М., 1967. 42 с.
10. Корневский С. М. Самородная сера в галогенных формациях и в кепроках солянокупольных структур Прикаспийской синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины.—Труды Геол. ин-та. Казань, 1968, вып. 20, с. 108—114.
11. Косыгин Ю. А. «Соляная тектоника» платформенных областей. М.: Гостоптехиздат, 1950. 247 с.
12. Леворсен А. И. Геология нефти. М.: Гостоптехиздат, 1958. 488 с.
13. Леин А. Ю., Иванов М. В., Зякун А. М. и др. Генезис самородной серы в кепроках соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины.—Геохимия, 1974, № 9, с. 1310—1319.
14. Отрешко А. И. Сероносные провинции Европейской части СССР. Казань, 1971. 277 с.
15. Стащук М. Ф., Сребродольский Б. И., Дорфман Э. М. и др. Серопроявления в солянокупольных структурах Днепровско-Донецкой впадины и их генезис.—Тезисы докл. I Укр. литол. совещ. Киев, 1973, с. 146—147.
16. Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М.: Наука, 1965. 96 с.
17. Фролова Е. К. Магнетит в нижнепермских отложениях Куйбышевского и Саратовского Заволжья.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5, с. 89—96.
18. Feely H. W., Kulp L. Origin of Gulf Coast salt-dome sulphur deposits.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, v. 41, № 8, p. 1802—1853.
19. Goldman M. I. Deformation, metamorphism and mineralization in Gypsum-anhydrite caprock, Sulfursalt dome, Louisiana.—Mem. Geol. Soc. America, 1952, № 50, p. 95—97.
20. Taylor R. E. Origin of the caprock at Louisiana salt domes.—La. Geol. Surv. Dept. Conserv.—Geol. Bull., 1938, № 11, p. 191—199.
21. Thode N. G., Wanless K. H., Walleuch R. The origin of native sulfur deposits from isotopic fractionation studies.—Geochim. et cosmochim. acta, 1954, v. 3.

Институт биохимии и физиологии
микроорганизмов
Пушино

Поступила в редакцию
16.XII.1981

УДК 552.53(474)

ЗАЛЕЖИ КАИНитОВОЙ ПОРОДЫ В ЦЕХШТЕЙНЕ ПРИБАЛТИКИ

КОРЕНЕВСКИЙ С. М., ПРОТОПОПОВ А. Л., ШАПОРЕВ А. А.

В цехштейновой галогенной формации Советской Прибалтики в пределах Нивенской впадины имеется выдержанный калиеносный горизонт. В нем наряду с хартзальцем обнаружен пласт каинитовой породы. Дается характеристика минерального состава этого горизонта и условий образования соляных парагенезисов.

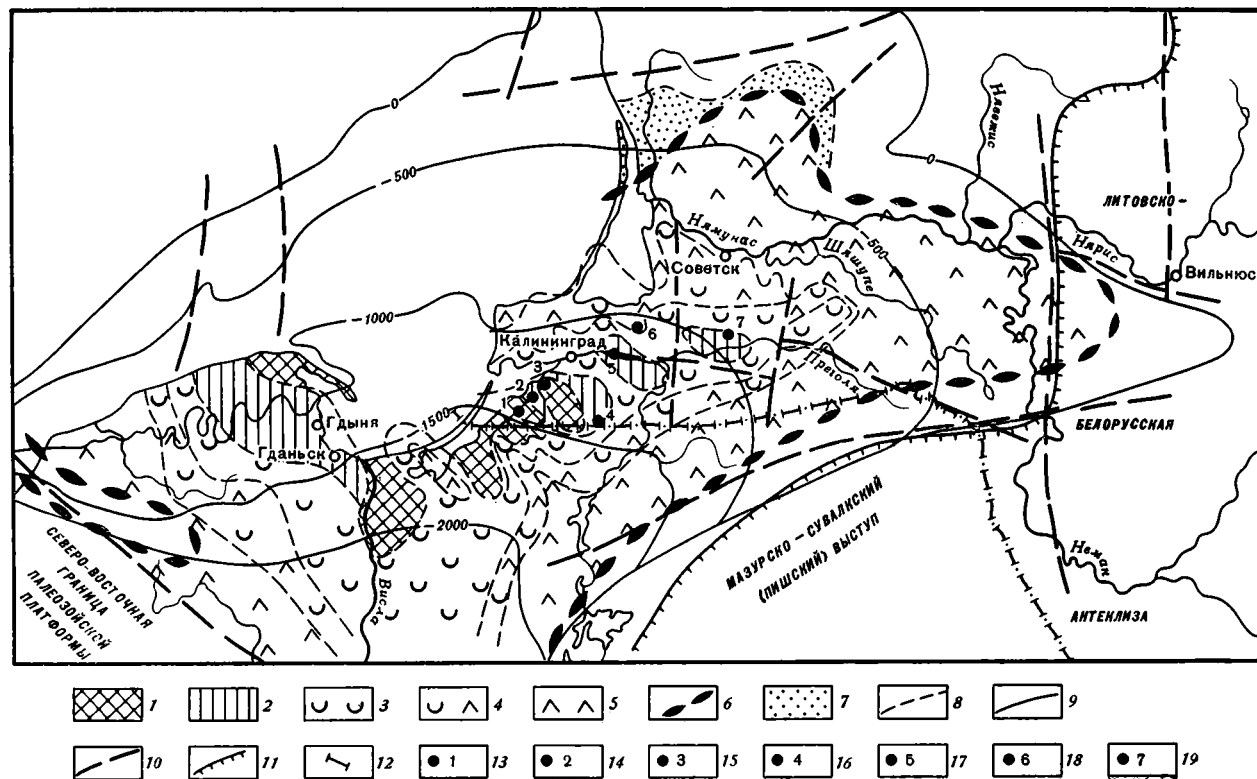
На территории Советской Прибалтики в северо-восточной части Балтийской синеклизы цехштейновая галогенная формация представлена преимущественно наиболее полным разрезом соляных отложений нижнего цикла Верра. Отложения вышележащих циклов цехштейна (Стассфурт и особенно Лейне) имеют здесь значительно сокращенную мощность или вовсе отсутствуют (Аллер, Оре). Для всех аналогичных побочных («тупиковых») бассейнов единой системы цехштейновых солеродных бассейнов Западной Европы разрез цикла Верра является наиболее полным и обычно калиеносным, тогда как в главном бассейне калийных солей нет.

Цехштейновый Гданьско-Калининградский «тупиковый» солеродный бассейн оформился в пределах Балтийской синеклизы, структурно обособившейся не ранее позднего карбона. Погружение осуществлялось по оконтуривающим синеклизу линейным разломам. Распределение мощностей цехштейновых отложений свидетельствует о достаточно тесной связи этого «тупикового» бассейна с главным (фиг. 1). В пределах синеклизы подсолевое основание разбито серией поперечных и частично кососекущих разломов, которые способствовали временами дифференциации бассейна в отдельных его впадинах. Если с оконтуривающими разломами связано местами наличие диабазов (полоса Олштин — Калвария), а также признаков окремнения и мраморизации нижецехштейновых известняков (Рокай, Барчай), то с зонами внутренних нарушений, видимо, связано формирование ангидритовых валов.

Наиболее детально разрезы отложений цикла Верра изучены в «тупиковых» частях Гданьско-Калининградского солеродного бассейна на поднятии Леба (Польша) и в Калининградской области. В Советской Прибалтике этот разрез, по П. И. Сувейздису [8], представлен калварийской (1—9 м), саснавской (0,4—1,7 м), новоакмянской (до 50—70 м) и прегольской (до 276 м) свитами. Первые три свиты соответствуют горизонтам белого лежня, медистых сланцев и цехштейнового известняка главных цехштейновых бассейнов Западной Европы, а последняя — горизонтам нижнего ангидрита, древнейшей каменной соли и верхнего ангидрита цикла Верра.

В нормальных разрезах новоакмянской карбонатной свиты выделяются три пачки: нижняя — глинистых известняков, средняя окремненная и верхняя доломитовая. Мощность отложений свиты обычно от нескольких до 35 м, а в районах развития оконтуривающих барьерных рифов увеличивается до 50—70 м.

Прегольская свита в полном разрезе представлена четырьмя пачками: нижних ангидритов (30—86 м); каменной соли (до 220 м); верхних ангидритов (10—26 м); красных глин (0,5—9 м). В периферийной полосе бассейна мощность свиты уменьшается до 5—12 м; каменная соль здесь выклинивается, а ангидриты гипсофицированы. На территории Калининградской области система ангидритовых валов нижнего горизонта свиты делит бассейн (по распределению мощности каменной



Фиг. 1. Схема литокомплексов цехштейновой галогенной формации Гданьско-Калининградского бассейна
Литокомплексы: 1 — хартзальц-полигалит-галитовый, 2 — полигалит-содержащий галитовый, 3 — галитовый, 4 — галито-ангидритовый, 5 — карбонатно-ангидритовый, 6 — рифогенно-карбонатный, 7 — гипсоносный алевролитоглинистый, 8 — границы литокомплексов, 9 — стратонзогипсы подошвы цехштейна; 10 — основные разломы; 11 — контур Литовско-Белорусской антеклизы и ее Пишского выступа; 12 — место профиля Голубевская — Поддубы — Подлесное — Нивенское; 13 — скв. Мамонтовская-2; 14 — скв. Ладушкинская-2, 15 — скв. Ладушкинская-10; 16 — скв. Багратионовская-2; 17 — скв. Ушаковская-1, 18 — скв. Славинская-2; 19 — скв. Большаковская-24

соли) на ряд впадин: Большаковско-Черняховскую, Славинско-Краснобorskую и Мамоновскую. Последняя в свою очередь ныне дифференцируется субмеридионально ориентированными ангидритовыми валами на три впадины: Нивенскую, Ладушкинскую и Первомайскую.

В «тупиковых» частях Гданьско-Калининградского цехштейнового бассейна на поднятии Леба и в Калининградской области, в соляной толще цикла Верра давно известно наличие залежей полигалита [11, 13]. Кроме полигалита в самое последнее время в Нивенской впадине наряду с хартзальцем выявлены залежи каинитовой породы. Этот факт представляет большой научный и практический интерес.

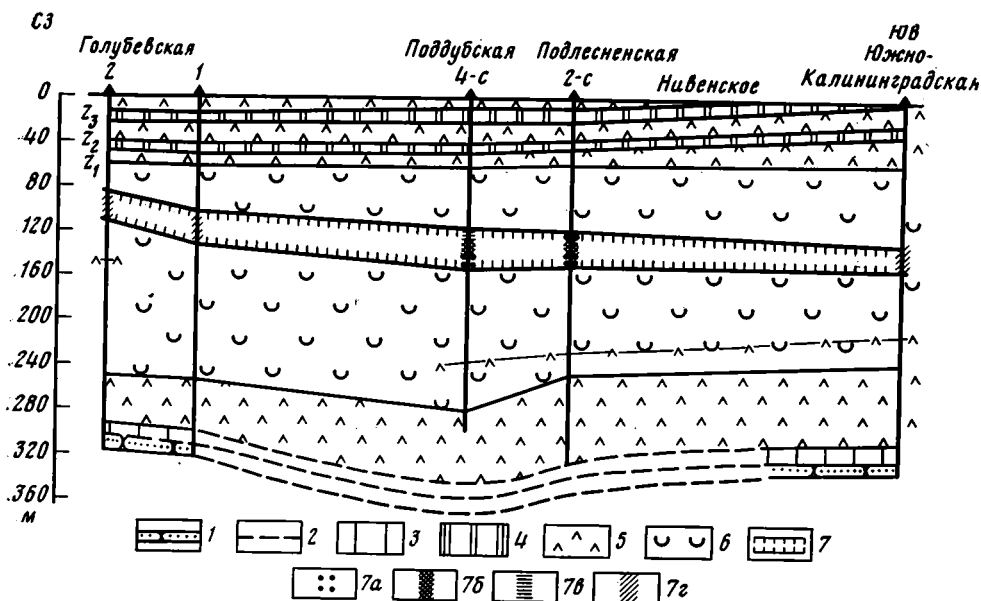
Полигалит в цехштейновой каменной соли на территории Калининградской области наблюдался даже в керне скважин, пройденных в периферийной северо-восточной части бассейна [6]. В Большаковско-Черняховской и в примыкающих к ним Неманско-Славской и Гусевско-Нестеровской впадинах в верхней части древнейшей каменной соли значительная вкрапленность полигалита была обнаружена в керне каменной соли по некоторым скважинам на Славской, Гусевских и Большаковской (скв. 23) площадях. На Северо-Гусевской площади вкрапленность полигалита местами достигала 6—10 и даже 20%. В керне скв. 2 отбивались прослой мощностью от 0,1 до 2 м, сложенные глинистой полигалито-галитовой породой, в которой содержание калия достигало 1,47—5,22%.

На Большаковской площади в керне скв. 23, в интервале 743—772 м в каменной соли кроме полигалита отмечена также вкрапленность и прослойки кизерита. В интервале 756,0—758,5 м наблюдались даже отдельные зерна каинита. В Большаковско-Черняховской впадине мощность прегольской свиты достигает 200 м, а каменной соли составляет 129 м.

Далее к западу в Славинско-Краснобorskой впадине наличие калийных солей в толще каменной соли прегольской свиты отмечено в ряде скважин по данным гамма-каротажа и частично кавернометрии. Такие предположительно калиесодержащие аномалии установлены в интервалах от 2 до 9 м по скважинам: Краснобorskим 4 и 6, Дейминской, Западно-Краснобorskой 1, Исаковским 1 и 3, Славинским 2 и 6, Гаевской 2. Сравнительно невысокая интенсивность гамма-аномалий позволяет считать, что калийные соли здесь также представлены преимущественно полигалитом. Как и в Большаковской скв. 23, здесь, видимо, имеется кизерит. К сожалению, соляной керн по этим скважинам квалифицированно не был изучен.

Наиболее интересные данные о калиеносности цехштейновой галогенной формации на территории Калининградской области получены в Нивенской впадине. Контур Нивенской впадины до сих пор четко не ограничены. Возможно, что к югу и юго-востоку она продолжается до Александровской и Багратионовской площадей. В ее пределах мощность толщи каменной соли достигает 170—220 м. Максимальна она в недавно пройденной Поддубской скв. 4. Калийно-магниевые соли в керне обнаружены здесь кроме Южно-Калининградской опорной скважины еще в Подлесненской скв. 2 и в Поддубской скв. 4. Их присутствие, по данным гамма-каротажа, предполагается в разрезах скважин Голубевских 1 и 2, Енинской 2, вероятно, также в Стрельненской 1 и Багратионовских 1 и 2.

В Нивенской впадине профилем скважин Голубевских 2 и 1, Поддубской 4, Подлесненской 2 и опорной Южно-Калининградской в толще древнейшей соли цикла Верра обнаружен выдержанный калиеносный горизонт (фиг. 2). Его кровля залегает на глубинах от 1076 до 1116 м, а мощность изменяется от 25 до 34 м. В крайних скважинах этого профиля он отбит преимущественно по данным каротажа [9]. В Южно-Калининградской опорной скважине в кровле этого горизонта с глубины 1116—1117 м поднят керн, представленный полигалитовой породой [7, 11] с содержанием калия 13,12% почти (98% полигалита). Полигалитовая порода неслоистая и перекристаллизованная. Подстилающая ка-



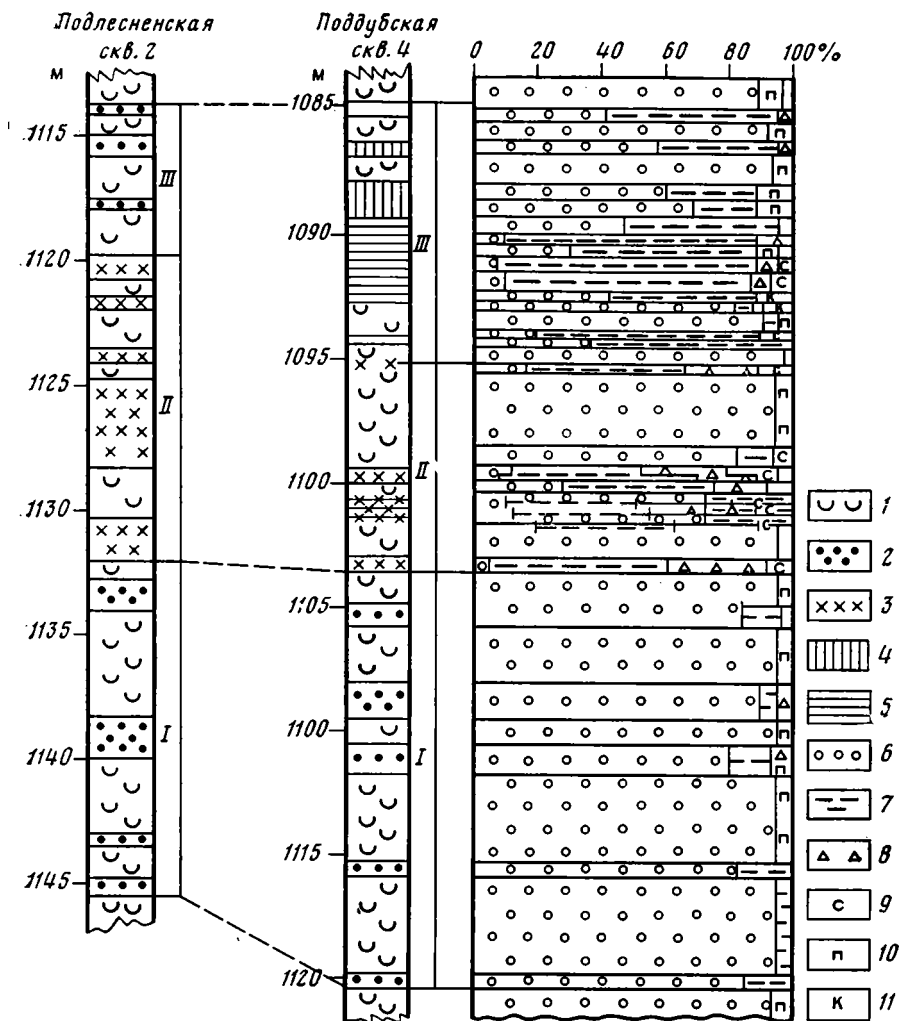
Фиг. 2. Палеофиль цехштейновой галогенной формации через Нивенскую впадину (конец перми)

1 — гравелиты и песчаники белого лежня; 2 — медистые сланцы; 3 — цехштейновый известняк; 4 — доломиты; 5 — ангидриты; 6 — каменная соль; 7 — калиеносный горизонт: а — каменная соль с вкрапленностью и прослоями калийно-магниевых солей, б — чередование пластов каменной соли и хартзальца, в — чередование пластов каменной соли и каинитовой породы, г — калиеносный горизонт Понт по данным каротажа, кавернометрии и др.

менная соль местами слоистая с миллиметровыми прослоечками ангидрита [10]. В верхней части ее разреза появляются вкрапленность и неотчетливые прослоечки полигалита. Каменная соль, непосредственно включающая калиеносный горизонт, серая и молочно-белая, возможно, благодаря примеси в ней полигалита. Покровная каменная соль более чистая, крупнокристаллическая, перекристаллизованная.

Подлесненская скважина 2 прошла калиеносный горизонт в интервале 1113,8—1145,6 м. Среди полигалитсодержащей каменной соли в нижней и верхней частях разреза были обнаружены пропластки кизерито-полигалито-галитовой и кизерито-галитовой пород, а в средней части впервые в Прибалтике были открыты пласты хартзальца (фиг. 3). Так как выход керна был невысок, то данные о минеральном составе этих пластов (полученные часто по отдельным образцам) оказались не совсем полноценными. Характеристика разреза калиеносного горизонта по этой скважине дана нами ранее [4].

В Поддубской скв. 4 подсолевые ангидриты, как и в Подлесненской скв. 2, темно- и коричнево-серые, преимущественно мелкозернистые с комочками и прожилками галопелитов, иногда пиритизированы. Пачка подстилающей каменной соли мощностью 122,3 м сложена внизу (46 м) ангидритсодержащей каменной солью с единичными маломощными прослойками (0,1—7,0 м) ангидрита. Каменная соль слоистая, преимущественно разнотонная. В зернах галита местами сохранились микро-включения рапы. Некоторые прослои сложены шпатовой каменной солью. Вышележащая каменная соль (35 м) включает тонкие гофрированные зерна и кристаллы полигалита и ангидрита. Полигалит часто встречается в виде радиально-лучистых агрегатов и розеток. Завершает разрез пачки полигалитсодержащая каменная соль (48,9 м). Она слоистая, включает неотчетливые тонкие прослоечки полигалита (до 3 мм), а также его зерна, кристаллы и розетки. Каменная соль преимущественно мелко- и равнотонная, светло- и желтовато-серая. В ангидритовых и полигалитовых прослойках часто имеется галопелитовая примесь.



Фиг. 3. Литологические разрезы калиевого горизонта по Подлесненской и Поддубской скважинам в Нивенской впадине
1—каменная соль; 2—каменная соль с вкрапленностью калийно-магниевых солей; 3—хартзалы; 4—каинито-галитовая порода; 5—каинитовая порода; 6—галит; 7—каинит; 8—кизерит; 9—сильвин; 10—полигалит; 11—карналлит

Калиевоносный горизонт, вскрытый Поддубской скв. 4¹, имеет несколько иной разрез, чем по Подлесненской скв. 2, несмотря на то что эти скважины находятся всего в 2 км друг от друга и мощность этого горизонта в них изменяется мало (фиг. 3). Возможно, частично это связано с недостаточной степенью изученности горизонта по Подлесненской скважине из-за плохого выхода керна и некоторого его выветривания при хранении. Но это не может объяснить, почему в разрезе калиевоносного горизонта этой скважиной каинит встречен только в виде отдельных зерен, тогда как в Поддубской он является породообразующим и составляет пласты богатой каинитовой породы.

Схематический разрез калиевоносного горизонта по Подлесненской скв. 2 делился на три части [4]. Нижняя его часть (13 м) представлена каменной солью с примесью полигалита, включающей четыре пропластка каменной соли с более заметными количествами и прослойками полигалита и кизерита. В третьем снизу пропластке отмечаются также

¹ Петрографическое изучение керна скв. Поддубская-4 выполнено Н. В. Мелковой и А. Л. Протопоповым.

зерна сильвина и карналлита. Средняя часть разреза горизонта (12 м) представлена чередованием прослоев и пластов каменной соли, содержащей полигалит и кизерит, а также прослоев и пластов сильвино-кизеритового хартзальца, в котором наблюдаются также зерна карналлита и полигалита. Верхняя часть разреза горизонта представлена каменной солью в трех пропластках, включающих значительное количество прослоев кизерита и полигалита. Трехчленное строение разреза калиеносный горизонт имеет и по Поддубской скв. 4 (фиг. 3). Здесь он представлен внизу (17 м) светло-серой слоистой каменной солью в пяти пропластках (0,7—1,5 м), содержащей вкрапленность и прослойки каинита, иногда с небольшими количествами кизерита и полигалита. Среднее содержание каинита во втором и третьем (снизу) из этих пропластков достигает 13,8 и 16,8%, а в остальных находится на уровне 4,5%, тогда как содержание кизерита и полигалита обычно не превышает 1—2% (каждого). Преобладанием каинита (в виде вкрапленности и даже прослоев) в этой части разреза калиеносного горизонта в Поддубской скв. 4 она и отличается от соответствующей части разреза Подлесненской скв. 2, где в подобных пропластках преобладают вкрапленность и прослойки кизерита и полигалита.

Интересно, что более значительным содержаниям каинита в пропластках Поддубской скв. 4 в подлесненском разрезе соответствуют пропластки, в которых кроме кизерита и полигалита присутствуют также сильвин и даже карналлит. Соотношение ионного состава в солях этих пропластков в обоих случаях изменяется очень немного — во втором пропластке несколько выше содержание NaCl в пробах зерна из Подлесненской скважины. А вот минеральный состав калийно-магневых солей по этим скважинам различен. По-видимому, на участке Поддуб эта часть разреза формировалась из сравнительно более высококонцентрированной рапы и, главное, в дальнейшем эти соли подверглись менее значительным изменениям (во всяком случае во втором снизу пропластке). Об этом свидетельствуют также сохранившиеся в зернах галита микровключения рапы с газом, наличие прослоев полигалита, кизерита и каинита.

Средняя часть разреза калиеносного горизонта в Поддубской скв. 4 сложена полигалитсодержащей каменной солью с пропластками (0,5—1 м) кизерито-сильвинового хартзальца. Однако этот хартзалец также отличается от того, что был встречен в Подлесненской скв. 2. Здесь в нем наряду с кизеритом и сильвином в значительных количествах представлен каинит, которого в породе (по пересчету химических анализов) обычно больше, чем кизерита, а иногда даже больше, чем суммарно кизерита и сильвина. Чаще всего, если исключить галит, средний минеральный состав этого хартзальца таков (в %): каинита 40—50, кизерита 20—30, сильвина 10—15%. В двух пропластках содержание каинита возрастает до 57,6 и 64,5%, при примерном сохранении уровня содержания кизерита (29,1 и 19,1%) и уменьшении количества сильвина (8,7 и 5,0%). Таким образом, хартзалец Поддубской скважины, по данным пересчета химических анализов, является существенно каинитосодержащим, тогда как по керну Подлесненской скважины в нем каинита обычно не отмечалось вовсе. В поддубском хартзальце зерна кизерита окаймляются каинитом, который иногда целиком замещает кизерит. Но петрографические исследования все-таки показывают, что в нем также чаще преобладают сильвин и кизерит, а не каинит, как это следует из пересчета химических анализов.

Для хартзальца Поддубской скв. 4 характерны обычно более высокие содержания калия (12,26—14,97%; только в одном пропластке — 8%), чем в хартзальце Подлесненской скв. 2 (в единичных пробах 7,86 и 9,7%). Содержание в нем магния от 7,7 до 10,7%; в Подлесненской скв. 2 в одном из пропластков хартзальца оно также составляло 9,1%, но в двух других уменьшалось до 4,6%, а в остальных было еще меньше. Хартзалец Подлесненской скв. 2 беднее калийно-магневыми солями, в нем больше галита (22,5—55,5%), чем в поддубском каинитосо-

держателем хартзальце (4,7—30,4%, чаще 9—20%). Содержание нерастворимого остатка в хартзальце Поддубской скв. 4 ничтожно (до 0,11%), тогда как по Подлесненской скв. 2 оно увеличивается до 1,5—3,1%. Это свидетельствует о некотором различии условий седиментации солей, образовавших хартзальцы на двух вышеуказанных участках солеродного бассейна, а возможно, и на различную степень их последующего диагенетического преобразования и метаморфизации. Каинитосодержащий хартзальц Поддубской скв. 4 является менее разубоженной калийной породой, чем хартзальц Подлесненской скв. 2.

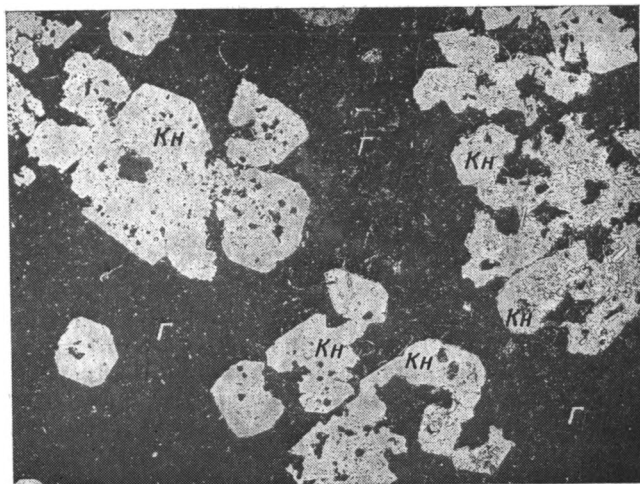
Верхняя часть разреза калиеносного горизонта по Поддубской скв. 4 (10 м) представлена преимущественно пластами и пропластками каинитовой и каинито-галитовой пород, которые включают близ основания (один) и кровли (два) пропластка каменной соли (0,7—1,2 м), а также два прослойка (0,05 и 0,1 м) ангидрита. В пропластках каинитовой породы среднее содержание каинита изменяется от 47,2 до 83,5%, а галита — от 7,3 до 47,9%. В качестве примеси в каинитовой породе присутствуют: кизерит — 0,5—6,6%, сильвин — 0,6—9,5%, полигалит — 1,3—7,1%, а в одном пропластке обнаружено до 8,1% карналлита. Такой каинитовой породой сложен пласт мощностью 3,4 м, на котором непосредственно лежит еще пласт каинито-галитовой породы (каинита 22,5 и 29,4%, полигалита 8—9%, кизерита до 1,2% и галита 61—68%) мощностью 1,4 м. Весь этот 5-метровый пласт несомненно является кондиционной каинитовой залежью, так как почти половина его разреза сложена богатой каинитовой породой, содержащей от 60,3 до 83,5% каинита, а также 5,4—6,6 кизерита и 2,3—3,7 сильвина, а в одном более бедном каинитовом пропластке 7,1 полигалита и 30,9% галита. В остальных пропластках каинитовой породы содержание галита составляет 3,7—10,9%.

Каинит серый и светло-серый разномзернистый, часто крупнозернистый. Зерна каинита (Кн) довольно изометричные, изредка округлые. Между ними обычно находятся ксеноморфные зерна галита (Г), нередко со следами зонального строения. В виде примеси в каинитовой породе присутствуют полигалит (зерна и желвачки) и кизерит. Размеры зерен каинита от 0,25—0,3 до 1,0—1,2 мм (фиг. 4). Иногда среди каинита наблюдаются неправильной формы участки мелкозернистого (до 0,1 мм) кизерита, а в зернах каинита — реликты кизерита (0,01—0,04 мм). Это, вероятно, указывает на то, что кизерит здесь замещается каинитом.

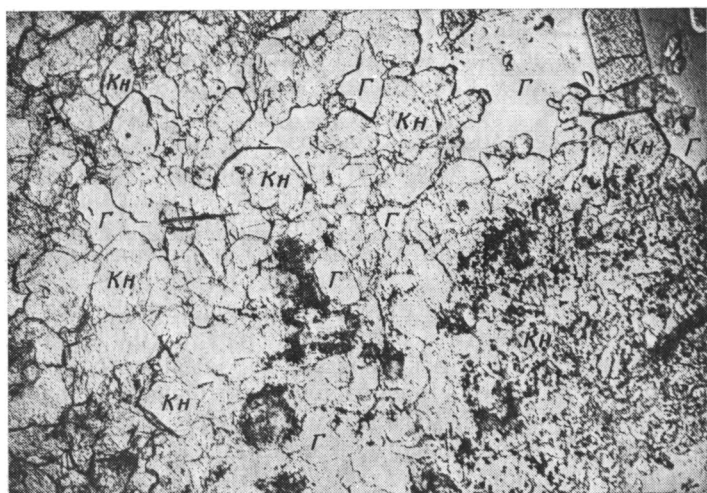
Каинито-галитовая порода разномзернистая. Основная ее масса сложена идиоморфным зональным галитом (Г). Среди галита представлены идиоморфные или ксеноморфные кристаллы и зерна каинита (Кн). Структура напоминает пойкилитовую (фиг. 5) или же решетчатую, когда в породе очень много галита. Для каинито-галитовой породы, два пропластка которой имеются в верхней части каинитосодержащей части разреза калиеносного горизонта, средние содержания каинита составляют 25,8 и 39,9%, а галита — 64,4 и 58,7%. В виде примеси в ней присутствуют полигалит (1,5—8,9%) и кизерит (0,5—1,2%).

В полигалитсодержащей каменной соли верхней каинитовой пачки калиеносного горизонта имеются прослойки полигалита (до 3 мм); единичные его прослои встречены также близ кровли мощного каинитового пласта (на глубине 1089,95 м) и каинитовой пачки (на глубине 1085,65 м). В полигалите имеется примесь галопелитового вещества. Отмечается наличие перекристаллизации как полигалита, так и зерен галита. Каинитосодержащие породы и каменная соль этой верхней пачки калиеносного горизонта слоистые. Зерна галита все еще местами сохраняют зональное строение, но иногда уже и перекристаллизованы. Отмечается каинитизация кизерита и сильвина, полигалитизация каинита.

Скорее всего, верхняя пачка калиеносного горизонта, представленная богатой каинитовой породой по Поддубской скв. 4, является эквивалентом верхней части средней хартзальцсодержащей пачки Подлесненской скв. 2. В этом случае коррелировались бы самые мощные пла-



Фиг. 4. Разнозернистая карнитто-галитовая порода. Поддубская скв. 4, глуб. 1092,0 м, шлиф № 28 (николи+, увел. 8). В фиг. 4 и 5: Кн — зерна карнитта; Г — зерна галита



Фиг. 5. Типичная галито-полигалитосодержащая карниттовая порода с примесью кизерита. Поддубская скв. 4, глуб. 1090,6 м, шлиф 25 (ник. ||, увел. 16)

сты калийно-магниевых солей в разрезах обеих скважин (интервалы 1087,9—1092,95 и 1124,8—1128,4 м). В противном случае эта часть разреза (может быть не полностью) должна сопоставляться с верхней пачкой калиеносного горизонта Подлесненской скв. 2, которая включает пропластки каменной соли с вкрапленностью и прослоями кизерита и полигалита.

Покровная каменная соль по Поддубской скв. 4 серая разнозернистая, содержит включения полигалита и глинисто-полигалитовые прослойки (до 1 см). Каменная соль преимущественно крупнозернистая, иногда шпатовая, интенсивно перекристаллизованная. Местами вместе с полигалитом в ней присутствует ангидрит, причем прослеживается его замещение полигалитом. В каменной соли отмечается небольшая примесь карнитта (до 1%). Мощность покровной каменной соли по скважине составляет 31,0 м.

Горизонт верхних ангидритов цикла Верра имеет в Поддубской скв. 4 мощность 13,4 м и сложен серой глинисто-ангидритовой породой желвачно-петельчатой текстуры. Ангидрит перекристаллизован. Крупные его желваки имеют диаметр до 2 см. В карбонатно-глинистых прожилках встречаются зерна ангидрита, кварца, хлорита, мусковита и пирита.

Выше мы описали доломитовые и ангидритовые горизонты двух циклов цехштейна. В ряде пермских формаций Советского Союза, Западной Европы и США каинитовые породы были уже известны, но нередко их образование связывалось с последующей метаморфизацией исходных соляных пород, причем их пропластки и другие проявления чаще носили только минералогический характер и не достигали промышленного значения. Сам факт близости в ряде случаев ионного состава кизеритосильвинитового хартзальца, каинитсодержащего хартзальца и даже некоторых каинитовых пород, обнаруженных в цехштейне Нивенской впадины Советской Прибалтики, свидетельствует о том, что они отлагались из рапы очень близкого состава. Различие в минеральном составе этих калийно-магниевых солей на разных участках связано, видимо, с какими-то небольшими локальными изменениями условий седиментации (минерализации и прогрева рапы, поступления глинистого материала и т. д.) либо раннедиагенетическими преобразованиями соляного осадка, а также последующей литификацией, метаморфизацией и разубоживанием пластов калийно-магниевых солей в периферийных частях калиеносного горизонта.

Каинитовые породы Поддубской скважины (содержащие сильвин, кизерит и полигалит), по минеральному составу существенно отличающиеся от кизеритосильвинитового хартзальца Подлесненской скважины, отражают различную степень диагенетической переработки, перекристаллизации и гипергенеза исходного (седиментационного) материала в пластах калийно-магниевых солей. Сейчас не всегда можно однозначно решить, образовался ли кизерит за счет каинита или каинит за счет кизерита и сильвина. Известны примеры, указывающие на наличие обоих процессов. Значительно меньшее содержание галита в каинитовой породе, чем в хартзальце, позволяет считать с возможностью ее седиментационного образования либо предполагать, что она могла образоваться за счет более богатого хартзальца, чем хартзалец из скв. Подлесное 2.

Характер разреза толщи каменной соли свидетельствует о том, что пачка ее, подстилающая калиеносный горизонт, сложена слоистой каменной солью, включающей прослойки ангидрита, а сверху неотчетливые прослойки полигалита. Эта каменная соль сохраняет черты малоизмененной первичноседиментационной породы. В калиеносном горизонте уже отмечаются явления полигалитизации первичного хартзальца, а также взаимные замещения каинита кизеритом и наоборот. Имеют место и разубоживания пластов калийно-магниевых солей. Покровная каменная соль интенсивно перекристаллизована. Очевидно, верхняя часть разреза соляной толщи цикла Верра была интенсивно перекристаллизована, причем локально метаморфизации были подвергнуты и калийно-магниевые соли калиеносного горизонта. Видимо, это произошло на рубеже накопления циклов Верра и Стассфурт, о чем свидетельствует изменение мощности покровной каменной соли и локальность метаморфизации пород калиеносного горизонта.

Обнаружение в цехштейне Прибалтики пласта каинитовой породы интересно еще и потому, что сульфатные калийные соли являются ныне дефицитным минеральным сырьем. Спрос на них растет, а их месторождения и ресурсы ограничены и в настоящее время не обеспечивают потребности даже внутреннего рынка. В связи с этим факт наличия в Прибалтике залежей каинитовой породы привлекает к себе внимание. Вся проблема ныне заключается в том, каковы ее ресурсы в недрах. Эти залежи хотя и лежат на глубинах, почти предельных для шахтной добычи таких руд, но в принципе могут эксплуатироваться еще и методами подземного выщелачивания.

1. Гуревич Г. И., Шустов В. А., Вострякова Н. В. Калининградский соленосный бассейн и перспективы его калиеносности.— В кн.: Новое в геологии месторождений полезных ископаемых северо-запада РСФСР. М., 1979.
2. Кадунас В. Б. Геолого-геохимическая характеристика верхнепермских карбонатных отложений Южной Прибалтики: Автореф. канд. дис. Вильнюс, 1967. 16 с.
3. Корневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
4. Корневский С. М., Казанов Ю. В., Протопопов А. Л. Калиеносность цехштейновых галогенных отложений Прибалтики.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 6, с. 116—121.
5. Корневский С. М., Поборский Ю. В. Цехштейновая галогенная формация в Побочном Гданьско-Калининградском бассейне и ее калиеносность.— В кн.: Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск, 1981, с. 161—171.
6. Мелкова Н. В. Петрографическая характеристика пород галогенной толщи Калининградской области.— В кн.: Петрография галогенных пород. Л., 1974, с. 22—29.
7. Романов Ф. И., Золотова А. И. Южно-Калининградская (Нивенская) опорная скважина.— Тр. ВНИГРИ. М.: Гостоптехиздат, 1962, вып. 197. 126 с.
8. Сувейздис П. И. Пермская система Прибалтики.— Тр. ЛитНИГРИ. Вильнюс, 1975, вып. 29. 218 с.
9. Тамошюнас Л. М. К вопросу о распределении брома в цехштейновой каменной соли Южной Прибалтики.— В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963, с. 569—579.
10. Тамошюнас Л. М. Текстуры верхнепермских ангидритов Южной Прибалтики. Вильнюс, 1964. 112 с.
11. Яржемский Я. Я. Краткая минералого-петрографическая характеристика соленосной толщи по разрезу Калининградской скважины I-P.— Тр. ВНИИгальургии. Л., 1959, вып. 35, с. 287—291.
12. Poborski J. O. Halogenicznuch zjawiskach krasowch w permie gornym na wyniesieniu Leby.— Przegl. geol., 1975, № 7 (277), S. 325—328.
13. Werner Z. Złozta soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. Przew.— XLIV Zjazd PTG, Wyd. geol. Warszawa, 1972, s. 102—109.

ВСЕГЕИ, ВНИИгальургии,
Ленинград,
Калининградская КГРЭ,
Гусев

Поступила в редакцию
11.VI.1982

УДК 552.57.93 : 56.016.1

НОВЫЙ МЕТОД ПАЛЕОАНАТОМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАСТЕНИЙ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ

КИЗИЛЬШТЕЙН Л. Я., ШПИЦГЛУЗ А. Л.

Применение метода ионного травления позволило выявить и изучить в микрокомпонентах высокометаморфизованных углей тончайшие детали их клеточного строения. По результатам детального микроскопического анализа высказано предположение, что обработка углей аргонной плазмой вскрывает реликты биохимической неоднородности растительных тканей.

Интерес к изучению анатомии растений-углеобразователей возник очень давно и устойчиво сохраняется до настоящего времени. Это можно объяснить тем, что исследования в этой области представляют исходный материал для решения многих проблем, принципиальных как для угольной геологии, так и для некоторых других геологических и негеологических областей естествознания.

В угольной геологии знание анатомического состава углеобразователей позволяет проводить глубокий анализ палеогеографических условий торфяной стадии формирования угольных пластов, их корреляцию, помогает устанавливать генетические связи между веществом и технологическими свойствами углей. Изучение анатомии углеобразователей — один из путей реконструкции ботанического состава торфообразующих растительных ассоциаций, на основе которого могут решаться фундаментальные научные и практические задачи.

Угли представляют собой самые мощные концентрированные скопления растительного органического вещества (ОВ) в земной коре и являются составными частями осадочных толщ всех возрастов, начиная со среднего девона. Изучение анатомии углеобразующей растительности позволяет получить данные о принципах структурной организации древних растений, соотношений между структурой и функцией клеток и тканей и, наконец, проследить эволюцию клеток и тканей в филогенезе.

Разработанная авторами методика микроскопического исследования углей с предварительной обработкой обычных аншлифов аргонной плазмой позволяет существенно улучшить условия изучения анатомического строения растительных тканей. Приводимые ниже результаты получены при исследовании высокометаморфизованных углей (антрацитов) и графитов, для которых указанная методика наиболее эффективна вследствие особенностей их электрофизических свойств.

В дальнейшем, при введении некоторых технических усовершенствований, станут доступными для аналогичных исследований и менее метаморфизованные угли.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ УГЛЕЙ АРГОННОЙ ПЛАЗМОЙ

Обработка углей различными химическими соединениями-окислителями, называемая обычно травлением, применялась давно; описание соответствующих методик имеется уже в первых руководствах по углепетрографии. Подбором соответствующих травителей можно получить дополнительную информацию о строении растительных тканей в углях низких стадий метаморфизма [13]. Однако значительного распространения эти методы не получили из-за трудоемкости и малой эффективности.

Использование простого и поляризованного проходящего света в некоторых случаях дает возможность наблюдать первичную анатомическую структуру растительных тканей [1]. При изучении углей высоких стадий метаморфизма, когда применяется только поляризованный отраженный свет, достоверная диагностика анатомических структур обычно невозможна или крайне затруднительна из-за сложных оптических эффектов, возникающих при поляризации. Поэтому угли высоких стадий метаморфизма практически не изучены с позиций ботанической принадлежности слагающих их растительных тканей. Немногие работы в этой области [2, 10] лишь подтверждают, что обнаружение в них реликтовых тканевых и клеточных структур, допускающих надежную генетическую диагностику,— явление крайне редкое.

Разработанный авторами метод ионного травления поверхности аншлифов [4] полностью изменяет условия петрографического изучения антрацитовых углей, позволяя в неполяризованном отраженном свете во всех случаях наблюдать не только клеточную структуру тканей основных микрокомпонентов, но и обнаруживать тончайшие детали строения отдельных клеток.

Установка для ионного травления представляет собой усовершенствованное двухэлектродное вакуумное устройство, в котором аншлиф антрацита служит катодом. При подаче положительного потенциала 1—2 кВ на анод, в пространстве анод — катод возникает тлеющий разряд постоянного тока. Для создания газового разряда используется аргон. Аншлиф антрацита подвергается бомбардировке ионами аргона от 5 до 30 мин в зависимости от степени метаморфизма угля. Для получения эффективного и качественного травления аншлиф помещается в специальную фторопластовую обойму, которая препятствует проникновению бомбардирующих ионов на металлический катод установки, минуя образец.

Методом ионного травления изучены антрацитовые угли пластов i_2^i , i_3^h , i_3^e свиты C_2^4 Несвегаевско-Шахтинского района Донецкого бассейна, отдельные образцы углей Горловского бассейна и графитизированные угли из зон контактового метаморфизма в Тунгусском бассейне.

СТРОЕНИЕ КЛЕТОК РАСТЕНИЙ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ

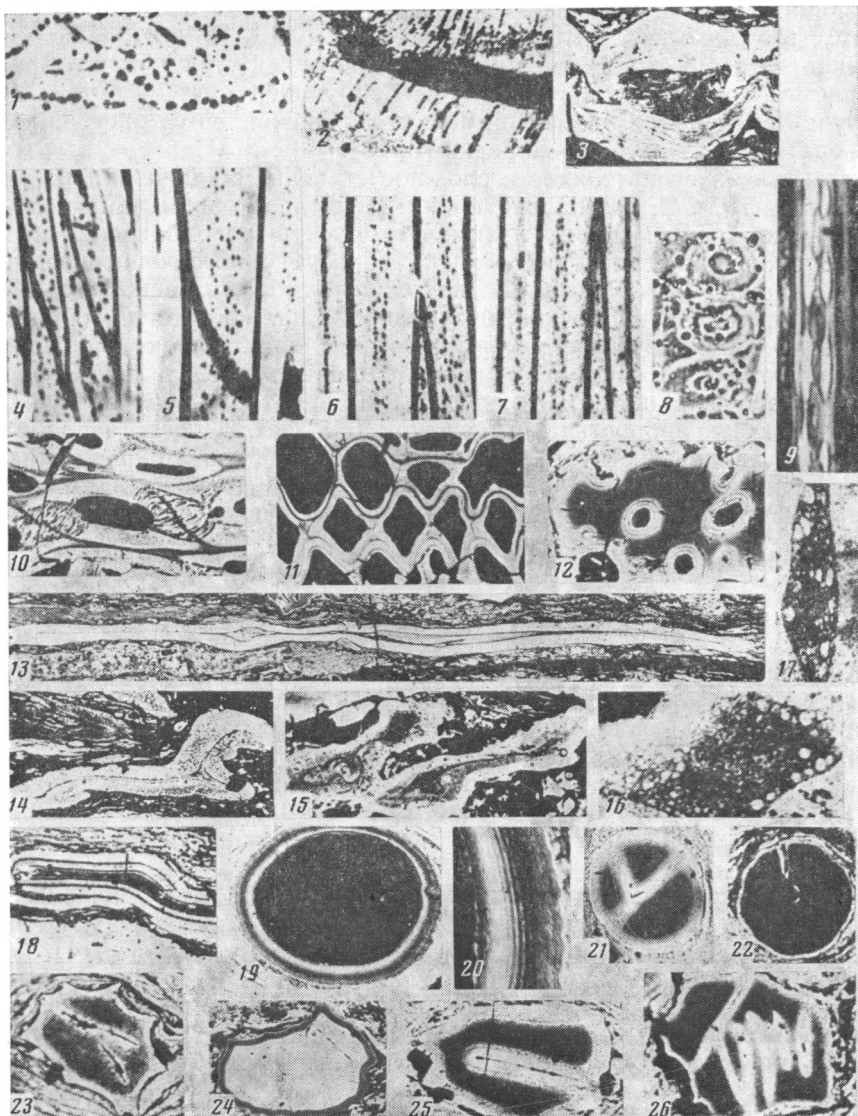
Изучение клеточных оболочек проводящих, покровных и запасющих тканей при больших увеличениях позволило выявить тончайшие детали их строения (фиг. 1, 1—12).

В ксилеме обнаружены «дырочные» норы (см. фиг. 1, 4—7), характерные для растений, стоящих на низких стадиях эволюционного развития. Беспорядочное расположение поровых отверстий свидетельствует о примитивной организации этой проводящей ткани. Окаймленные поры (см. фиг. 1, 8) встречаются очень редко вследствие малого участия в составе углей Донецкого бассейна остатков голосеменных растений, характеризующихся подобным типом поровости. В углях Тунгусского бассейна, в которых голосеменные являлись основными торфообразователями, окаймленные поры в клетках древесины представлены достаточно широко (см. фиг. 1, 9).

В коровых тканях обнаружены нитевидные структуры, соединяющие внутренние полости соседних клеток (см. фиг. 1, 10). Вероятно, это каналы плазмодесм, которые связывали протопласты клеток. Толщина этих каналов порядка 0,1 мкм. (До сих пор этот элемент строения клеток в ископаемых растительных тканях не описывался.)

В клетках древесины и коры выявлена сложная структура оболочки. На фиг. 1, 11, например, можно увидеть трехслойную вторичную оболочку, а на фиг. 1, 12 — слоистость ее внутреннего слоя.

При исследовании миоспор наблюдались уникальные картины тонкого строения спородермы и внутренней полости (см. фиг. 1, 13—18). Наряду с миоспорами, обладающими однослойной оболочкой (см. фиг. 1, 13—14), обнаружены миоспоры с отчетливой двухслойной обо-



Фиг. 1. Клеточные структуры растений-углеобразователей Донецкого (1—8, 10, 11, 13—23), Горловского (12, 24—26) и Тунгусского (9) бассейнов. Отраженный свет, масляная иммерсия, микроскоп МБИ-6

1—3 — реликты микрофибриллярной структуры (темные точки) гелифицированных (1, 3) и фюзенизированных (2) клеточных оболочек, ув. 1—1500; 2—950, 3—600; 4—7 — дырочные поры трахеид. Фюзенизированная ткань, ув. 4—1700, 5—1800, 6, 7—1500; 8—9 — окаймленные поры на радиальном и продольном срезе трахеид. Гелифицированная (8) и фюзенизированная (9) ткань, ув. 8—900, 9—2100; 10 — плазмодесмы в фюзенизированной коровой ткани, ув. 1400; 11, 12 — слоистая структура вторичной оболочки клетки. Фюзенизированная ткань, ув. 11—550, 12—350; 13, 14 — миоспоры с однослойной оболочкой, ув. 13—100, 14—125; 15 — миоспоры с двухслойной оболочкой; ув. 350; 16, 17 — внутренняя полость споры с пропластидами (фрагмент фиг. 15), ув. 1600; 18 — миоспора с трехслойной оболочкой, ув. 250; 19 — многослойная оболочка споры гриба, ув. 200; 20 — оболочка споры гриба (фрагмент фиг. 19), ув. 1000; 21—26 — споры грибов, ув. 21, 22—250; (23—25) — 300; 26—200

лочкой (см. фиг. 1, 15) и миоспора с трехслойной оболочкой (см. фиг. 1, 18). Очевидно, в первом случае ионным травлением выявлены составные элементы спородермы: экзоспорий (экзина) и эндоспорий (интина), а во втором случае, кроме этого, еще и сложное строение экзоспория, состоящего из двух подоболочек — экт- и эндэкзины. В некоторых случаях удалось наблюдать во внутренней полости миоспор

дисковидные тельца диаметром около 2 мкм (см. фиг. 1, 16—17). По-видимому, это элементы цитоплазмы — пропластиды, состоящие в живом растении из зерен крахмала или хлоропласта, не утратившие формы в ископаемом состоянии благодаря консервирующей роли оболочки. Однако случаи сохранения элементов реликтовой цитоплазмы растений-углеобразователей исключительно редки [3, 12].

Установлено очень тонкое и сложное строение оболочек спор грибов (см. фиг. 1, 19, 20), состоящих прижизненно в основном из хитина, который по кристаллическому и химическому строению близок к целлюлозе. В оболочках спор грибов хитин образует многослойный фибриллярный каркас, между которым находится аморфное вещество. Механическая прочность оболочки, обусловленная наличием хитина, приводит к тому, что споры почти не деформируются, сохраняя свою первоначальную форму. Внутри некоторых спор обнаружены перегородки, образующиеся из ее оболочки (см. фиг. 1, 21). В некоторых случаях у спор можно заметить проростковую апертуру (см. фиг. 1, 22). Разнообразие форм спор свидетельствует об их различной видовой принадлежности. Не обнаружено сходства между спорами в углях Донецкого (см. фиг. 1, 19—23) и Горловского (см. фиг. 1, 24—26) бассейнов.

СТРОЕНИЕ ТКАНЕЙ РАСТЕНИЙ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ

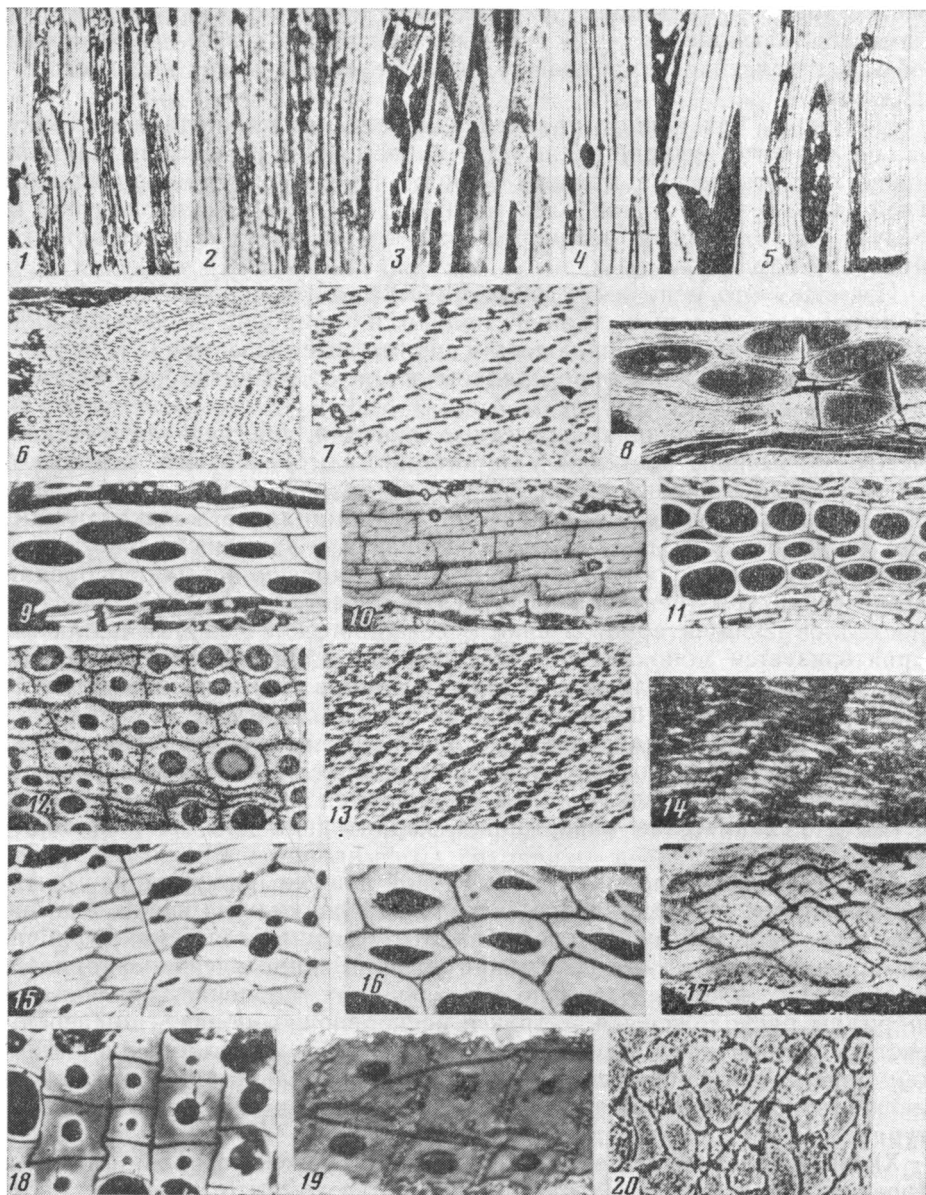
Ксилема. Продольные (тангентальные) срезы древесины характеризуются системой трахейд с веретенообразными, заходящими друг за друга концами, а также сердцевинными односторонними лучами (фиг. 2, 1—5). На поперечных срезах заметна радиальная зональность, образованная чередованием слоев клеток разного диаметра (см. фиг. 2, 6). Внутренние полости клеток сильно сжаты (см. фиг. 2, 7). Диаметры клеток гелифицированных и фюзенизированных древесин 3—15 мкм.

В составе ксилемы часто встречаются овальные тела, имеющие оболочку (см. фиг. 2, 8). Природа их окончательно не выяснена, по-видимому, это секреторные каналы, окаймленные эпителием [6, 14].

Кора. Фрагменты коровых тканей широко распространены во всех изученных углях. На фиг. 2, 9—19 видны хорошо сохранившиеся клетки коры в различных сечениях. Чаще всего встречаются клетки со значительно набухшей оболочкой, вследствие чего клеточные полости сокращены и заполнены разложенным веществом клеточных стенок (см. фиг. 2, 10, 12). Во многих случаях в коровых тканях наблюдаются межклетники, вероятно схизогенного происхождения, характерные для растений водной среды обитания (см. фиг. 2, 15, 16). Полости межклетников заполнены межклетным веществом, сходным по цвету с веществом внутренней полости клеток, т. е. являющимся продуктом распада окружающих тканей (см. фиг. 2, 15).

В составе коровых тканей встречаются участки пробки с характерными таблитчатыми, слегка уплощенными и плотно сомкнутыми клетками, расположенными почти правильными радиальными рядами (см. фиг. 2, 17). Клетки коры из углей Горловского и Тунгусского бассейнов имеют характерную прямоугольную форму (см. фиг. 2, 18, 19).

При обработке углей аргонной плазмой описанные выше анатомические структуры растительных тканей выявляются не только в аншлифах, изготовленных перпендикулярно, но и на параллельных напластованию (см. фиг. 2, 20). Вследствие этого метод ионного травления позволяет изучать растительные фрагменты, не деформированные сжатием при диагнетической усадке. Кроме целого ряда других преимуществ, это открывает, например, возможность идентификации миоспор и распространение на антрацитовые угли спорово-пыльцевого анализа с целью получения стратиграфической и палеогеографической информации.



Фиг. 2. Ткани растений-углеобразователей Донецкого (1—13, 15—17, 20), Горловского (18) и Тунгусского (14, 19) бассейнов. Отраженный свет, масляная иммерсия, микроскоп МБИ-6

1—5 — продольные срезы фюзенизированных (1, 3—5) и гелифицированных (2) древесин, ув. 1 — 80, 2 — 200, 3 — 500, 4 — 350, 5 — 200; 6 — поперечный срез гелифицированной древесины, ув. 125; 7 — поперечный срез древесины (фрагмент фиг. 6), ув. 250; 8 — секреторные каналы в гелифицированной растительной ткани, ув. 450; 8—19 — фюзенизированная (9—12, 15—19) и гелифицированная (13) кора, фюзенизированная перидерма (14) и фюзенизированная пробковая ткань (17), ув. 9, 10 — 450, 11 — 200, 12 — 600, 13 — 150, 14 — 500, 15 — 350, 16 — 400, 17, 18 — 600, 19 — 750; 20 — гелифицированная паренхимная ткань. Плоскость шлифа параллельна напластованию, ув. 200

ПЕРВИЧНАЯ (ПРИЖИЗНЕННАЯ) БИОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КЛЕТОК И ТКАНЕЙ ДРЕВНИХ РАСТЕНИЙ, ВСКРЫТАЯ ПРИ ОБРАБОТКЕ УГЛЕЙ АРГОННОЙ ПЛАЗМОЙ

Эффект ионного травления, позволяющий вскрывать тонкие детали анатомического строения растений, слагающих вещество антрацитов, определяется неоднородностью кристаллического строения ОБ угля:

неодинаковой ориентацией и различием структуры кристаллических элементов, а также энергией связи входящих в них атомов. Интегральной характеристикой этих свойств является коэффициент катодного распыления [7].

Поскольку при ионном травлении никогда не наблюдались структуры, не соответствующие каким-либо элементам анатомии растений, можно сделать весьма важный вывод: кристаллическая организация углей (в том числе и наиболее метаморфизованных — антрацитов) наследует биохимическую неоднородность клеток и тканей растений-углеобразователей.

Известно, что основными биохимическими компонентами клеточной оболочки растительных тканей являются природные полисахариды: целлюлоза, хитин, гемицеллюлоза и пектиновые вещества [8]. В состав клеточной оболочки на определенном этапе ее развития входит также лигнин.

Целлюлоза выполняет скелетные функции, обеспечивая жесткость клеток у высших растений. Характерной особенностью целлюлозы, определяющей в значительной степени ее механические и физико-химические свойства, является линейная конформация ее молекул. Линейные макромолекулы целлюлозы, располагаясь приблизительно параллельными пучками, образуют за счет межмолекулярных водородных связей структуры, регулярные в трех измерениях, что характерно для кристаллов. Элементарная ячейка кристаллической решетки целлюлозы характеризуется моноклинной сингонией и состоит из четырех глюкозных остатков, принадлежащих двум антипараллельным цепям целлюлозы. Целлюлозная решетка удерживает свою структуру за счет разных типов связи. Связи, направленные вдоль оси волокон целлюлозы, ковалентные, а втрое более слабые водородные связи направлены перпендикулярно оси волокон. Этим объясняется ярко выраженная оптическая и механическая анизотропия, характерная для волокон целлюлозы.

Молекулы целлюлозы в растительной клетке образуют элементарные фибриллы, которые в свою очередь объединяются в пучки, называемые микрофибриллами. Микрофибриллы объединяются в макрофибриллы, ширина которых — доли микрометра. Распределение фибрилл в подболобочках клетки различно. В первичной оболочке целлюлозные фибриллы расположены в матриксе беспорядочно, образуя дисперсную текстуру. Вторичные оболочки характеризуются параллельной текстурой. Ориентация фибрилл в ее слоях может быть как параллельной оси клетки (волокнистая текстура), так и под углом к ней (спиральная текстура).

Хитин. Скелетное вещество клеточных оболочек грибов близко по строению к целлюлозе. Их отличие состоит в том, что молекула хитина представляет собой β -глюкозу, одна из гидроксильных групп которой замещена ацетилированной аминогруппой. Эти два полисахарида сходны по физико-химическим свойствам и биологической роли.

Гемицеллюлоза и пектиновые вещества. В клеточной оболочке фибриллярная система (целлюлоза или хитин) погружена в непрерывный аморфный матрикс, состоящий в основном из гемицеллюлозы и пектиновых веществ. Гемицеллюлозы являются гетерополисахаридами сравнительно невысокого молекулярного веса. Они не образуют (за редким исключением) кристаллическую фибриллярную структуру и вместе с пектиновыми веществами, построенными в основном из остатков урсонных кислот, играют в клеточной стенке роль цементирующего аморфного материала.

Лигнин. В стареющих клеточных оболочках появляются так называемые инкрустирующие вещества. Из них наиболее важен лигнин — макромолекулярное вещество, являющееся продуктом полимеризации молекул кониферилового спирта. Лигнин, замещая в оболочке пластичные вещества ее матрикса, повышает ее прочность на сжатие, а также устойчивость против бактериального разложения. Процесс лигнифика-

ции, или одревеснения клеточных оболочек, имеет важное филогенетическое значение, так как лигнин впервые возник в природе при переходе растений от водного к наземному образу жизни, когда увеличились требования, предъявляемые к опорной системе растительного организма.

Изучение лигнина оптическими методами показало, что в межфибриллярных пространствах у него отсутствует сколько-нибудь ярко выраженная ориентация молекул, следовательно, в клеточной оболочке он присутствует в аморфном состоянии.

Итак, в состав клеточной оболочки входят, с одной стороны, вещества, имеющие ярко выраженное кристаллическое строение (целлюлоза, хитин), а с другой стороны, аморфные вещества (гемицеллюлоза, пектины и лигнин).

Эти биохимические соединения ведут себя по-разному в процессе торфообразования. При изучении древесин, погребенных в различных торфяных месторождениях, было выявлено [5], что наиболее быстро разлагаются вещества матрикса клеточной оболочки — гемицеллюлозы и пектины. Скелетные полисахариды (целлюлоза, хитин) более устойчивы, причем хитин в меньшей степени подвержен процессам разложения, чем целлюлоза. Однако наиболее устойчивы к процессам бактериального распада инкрустирующие вещества — лигнин у высших растений и спорополленин у миоспор и у спор грибов [8, 11].

Проявление анатомических структур в результате ионного травления связано, по-видимому, с реликтовой фибриллярной системой, образуемой молекулами целлюлозы и хитина.

Наличие целлюлозы в бурых углях, установленное рядом исследователей [9, 15], показывает, что это соединение способно пройти невредимым через стадию интенсивного микробного распада в период торфообразования. В дальнейшем, при формировании кристаллической структуры угля, целлюлоза, несомненно, преобразуется в некоторые вторичные, химически неидентифицированные соединения. Однако эти новые соединения (геополимеры) сохранили, вероятно, кристаллохимическую индивидуальность и пространственно унаследовали положение фибриллярного каркаса целлюлозы в живом растении. Кристаллизация ОВ в процессе углеобразования и метаморфизма сделала, возможно, различия между реликтами каркаса и матрикса более контрастными по тем физическим свойствам, которые определяют эффект ионного травления. При детальном наблюдении обнаружено, что травление проявляется в чередовании темных (более измененных) и светлых (менее измененных) участков. Очевидно, эта дискретность соответствует реликтовой макрофибриллярной структуре клеточной оболочки, и разрушение ее при ионном травлении происходит преимущественно по кристаллическим агрегатам, унаследованным от целлюлозного каркаса. Это подтверждается почти строгой периодичностью чередования более или менее измененных травлением участков (см. фиг. 1, 1—3).

Тонкие структуры спородермы, возможно, являются следствием наличия в ней слоев, обогащенных целлюлозой [9]. Многослойный фибриллярный каркас оболочки грибов определяет сложность ее структуры, вскрываемой ионным травлением.

Таким образом, ионная бомбардировка выявляет реликты *первичной биохимической неоднородности* ископаемого растительного вещества.

Предложенный метод открывает новые перспективы в палеоанатомических и палеоцитохимических исследованиях ископаемых растительных тканей не на уникальных образцах, а на огромном материале, составляющем вещество высокометаморфизованных углей. Сведения о тонких элементах строения тканей растений древних фитоценозов позволяют лучше понять пути их эволюции, точнее реконструировать палеогеографическую обстановку торфяной стадии формирования угольных пластов.

Полученные результаты свидетельствуют об удивительной устойчивости элементов клеточного строения растений против биохимического распада и метаморфических преобразований. Не наблюдаемые ранее

из-за несовершенства традиционных оптических методов, эти элементы становятся теперь объектом изучения, коренным образом расширяя возможности углепетрографических исследований.

Массовая диагностика микрокомпонентов антрацитовых углей по анатомическому составу позволит достигнуть наибольшей глубины в изучении основных технологических свойств угля.

Литература

1. Вальц И. Э. О новой терминологии элементов исходного материала ископаемых углей.— Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6, с. 31—41.
2. Вырвич Г. П., Лапо А. В. Микроструктура витринизированной перидермы сигиллярий в антрацитах Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3, с. 672—675.
3. Кизильштейн Л. Я. Образование конкреций сульфидов железа в угольных пластах.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2, с. 58—65.
4. Кизильштейн Л. Я., Шницелуз А. Л. Анатомическое строение растительных тканей в антрацитовых углях.— Докл. АН УССР, 1982, сер. Б, № 4, с. 12—15.
5. Кондратьева Е. В., Костина И. И. Исследование химического состава древесин, погребенных в торфяных залежах.— Ж. прикл. химии, 1958, т. 31, вып. 6, с. 892—897.
6. Лапо А. В. Фитералы птеридоспермов в среднекарбовых углях Северного Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3, с. 159—164.
7. Плешивцев Н. В. Катодное распыление. М.: Атомиздат, 1968. 343 с.
8. Фрей-Висслинг А., Мюлеталер К. Ультраструктура растительной клетки. М.: Мир, 1968. 453 с.
9. Штах Э. и др. Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.
10. Штеренберг Л. Е. Петрографические типы антрацитовых углей среднего карбона Донбасса.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 3, с. 171—173.
11. Barghoorn E. S. Degradation of plant tissues in organic sediments.— J. Sediment. Petrol., 1952, v. 22, № 1, p. 34—41.
12. Eisenack A. Erhaltung von Zellen und Zellkernen aus dem Mesozoikum und Paläozoikum.— Natur und Museum, 1965, B. 95, H. 7, S. 473—477.
13. Hickling H. G., Marshall C. E. The microstructure of the coal in certain fossil tree barks.— Trans. Inst. Min. Eng., 1934, v. 86, p. 56—75, p. 268—277.
14. Thiessen R., Sprunk G. B. Coal paleobotany.— Techn. Paper US Bur. Mines, 1941, № 631. 56 p.
15. Vallentyne J. R. Geochemistry of Carbohydrates. Pergamon Press, 1963, p. 456—502.

Ростовский государственный
университет

Поступила в редакцию
19.IV.1982

УДК 552.54 (470.6)

**МОНОГИДРОКАЛЬЦИТ ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) В ОСАДКАХ
ОЗЕР МАЙБАЛЫК И ТЕКЕКОЛЬ (ЗАПОВЕДНИК БОРОВОЕ,
СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)**

**ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., АЛЕКСАНДРОВА В. А., БОЖЕВОЛЬНОВА Н. А.,
ВОЛЧЕНКОВА В. А., ЖИГАЛЬЦОВА З. В., ЧЕРКАСОВА Е. А.**

Рассматриваются условия нахождения в озерах Борового моногидро-
кальцита, показывается его тесная связь с органическим веществом.

Моногидрокальцит редко встречается в природных условиях. Список пунктов его нахождения весьма ограничен. Впервые моногидрокальцит установлен в мелководной зоне солоноватоводного (табл. 1) оз. Иссык-Куль [8, 9], расположенного в горах северного Тянь-Шаня в зоне умеренного климата. Площадь зеркала воды 6206 км², наибольшая глубина 702 м.

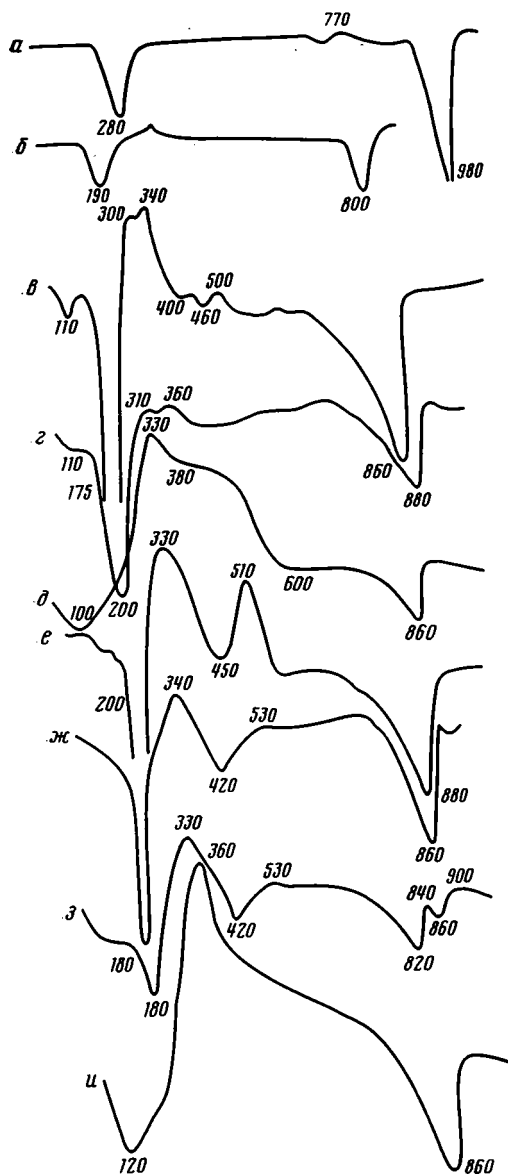
Новообразованный карбонат, по Д. Г. Сапожникову и А. И. Цветкову [9], нарастает в виде шапки на глыбах, располагающихся на дне прибрежной мелководной части этого озера, или покрывает поверхность выходов и стенки трещин в породах у уреза воды в зоне прибоя, а также участвует в сложении конкреций желваковой и караваеобразной формы, рассеянных среди песчаных осадков.

Как корковидные нарастания, так и конкреции представлены пористой, дырчатой породой белого цвета, по внешнему виду напоминающей известковый туф, включающий песчаные зерна, раковинки моллюсков, гравийные частицы и обломки пород. Главные компоненты карбонатных новообразований, согласно химическим анализам, CaCO_3 и связанная вода; в крайне небольших количествах присутствуют MgO и SO_4 (табл. 2). Кривые нагревания новообразований указывают, что слагающий их карбонат представлен углекислым кальцием, содержащим повышенные количества воды (фиг. 1). Рентгеновский анализ и приводимые выше данные позволяют однозначно считать этот карбонат моногидрокальцитом (табл. 3). В конкрециях и корках помимо моногидрокальцита присутствует и кальцит.

Кальцит устанавливается и в других современных отложениях — в илистых песках, в алевритовых и глинистых илах, которые занимают основную часть площади дна озера.

При изучении форм литификации карбонатных отложений оз. Иссык-Куль [2] отмечается, что несмотря на удивительную однородность химического состава водной толщи возможность осаждения водного карбоната кальция не везде одинакова и имеет избирательный характер. Предпочтение отдается местам развития современных и древних прибреговых валунно-галечных скоплений. Именно в этой зоне наиболее широко наблюдаются новообразования известковых корок и нарастаний на поверхности пород, прослеживаемых на глубину до 3—7 м.

Моногидрокальцит не так давно обнаружен и в двух небольших по размеру озерах — Феллмонгери (600×500 м) и Бутлер (350×200 м), находящихся на юго-востоке Южной Австралии [18]. Максимальная глубина оз. Феллмонгери 6 м, однако преобладают глубины 3—4 м. Озеро отделено от моря песчаной дюной; вода соленая (см. табл. 1), характеризуется повышенным рН и высоким отношением Mg к Ca. Озеро Бутлер более мелководное, оно непосредственно связано с морем. Оба озера, как и другие находящиеся в этом районе континентальные



Фиг. 1. Кривые нагревания озерных карбонатных стяжений и корок
 а — оз. Иссык-Куль; б — оз. Феллмонгери;
 в — оз. Майбалык — стяжение; г — то же озеро, корка; д — то же озеро, ил сапропелевый, карбонатный; е — оз. Текеколь, корка на камнях; ж — то же, фракция < 2,60; з — то же, фракция > 2,60; и — то же озеро, ил сапропелевый, карбонатный

ния в воде кислорода, по Винклеру, проводились непосредственно в лодке. В стационарных полевых условиях определялись содержания в воде форм железа, валовые количества марганца, HCO_3 , CO_2 и ряд других компонентов [7]; Ca, Mg и SiO_2 устанавливались по М. М. Сочевановой [10]. Na и K определялись в лабораторных условиях методом пламенной фотометрии, а SO_4 — с помощью нитрохромазо [1].

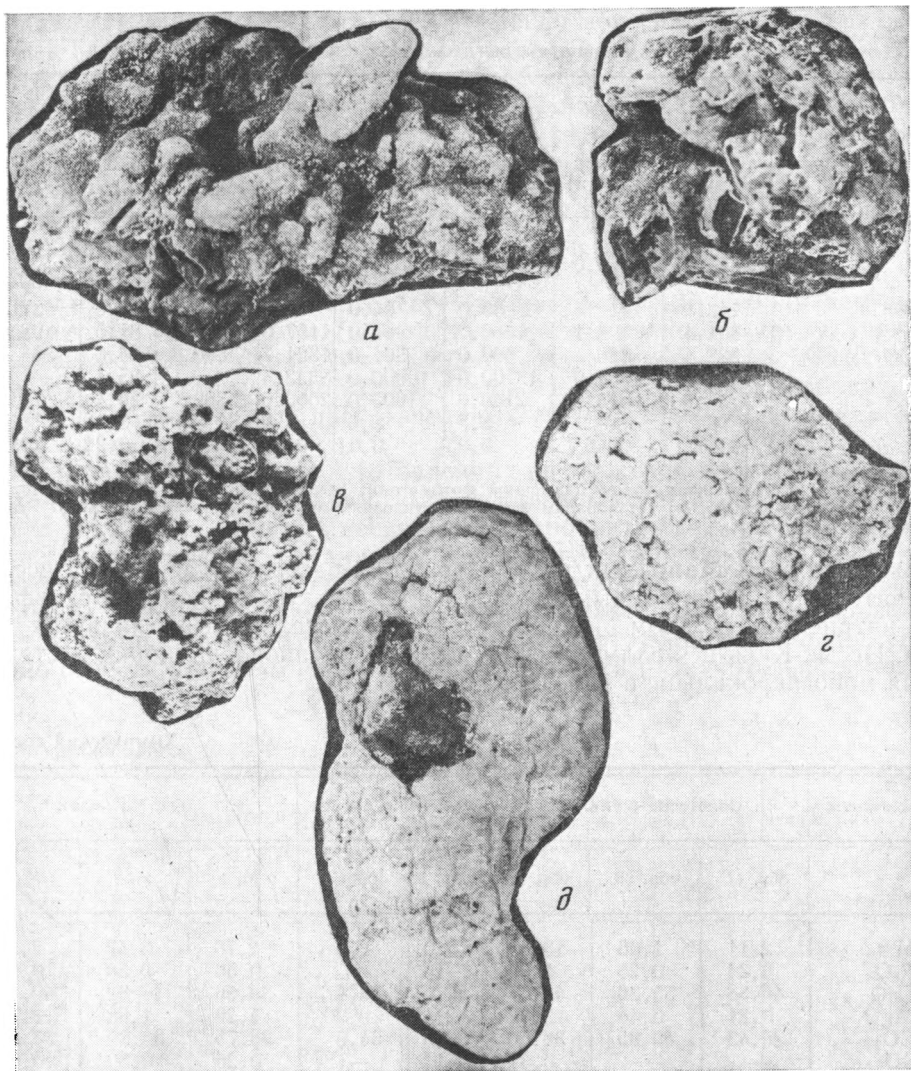
Отбор образцов со дна озер проводился стратометром Перфильева с лодки. Образцы осадков после просмотра и высушивания подвергались разнообразным анализам — механическому, рентгендифрактометриче-

водоемы, располагаются в небольших депрессиях среди дюн. Слагающие дюны пески, содержащие помимо силикатного материала и карбонаты (арагонит, магниезальный кальцит), устанавливаются и на мелководье озер. Карбонатные минералы (низко- и высокомагнезиальный кальциты, кальцит и небольшие количества арагонита) обнаруживаются и в профундали этих водоемов, где господствуют иловые отложения.

В верхней части пляжа наблюдаются своеобразные карбонатные корки, а в пониженной — также карбонатные, несколько уплотненные, небольшого размера образования, включающие раковины моллюсков, фораминифер и зерна кварца песчаной размерности. Результаты химических, рентгеновских и термических анализов карбонатных новообразований из озер Феллмонгери и Бутлер (см. табл. 2, 3, фиг. 1) свидетельствуют, что основным слагающим их минералом является моногидрокальцит.

По морфологии уплотненные породы пляжа этих австралийских озер, напоминают моногидрокальцитовые корки и конкреции из оз. Иссык-Куль. Близки они и по химическому, и по минералогическому составу. Изученные авторами озера Кокчетавского района, располагающиеся в заповеднике Боровом, характеризуются резко различным гидрологическим режимом и разными по составу накапливающимися осадками.

Химический состав воды определялся комплексом методов. Пробы воды отбирались с лодки с помощью батометра системы Перфильева. Температура воды, величины pH и Eh, а также предварительные операции для последующего установления содержа-



Фиг. 2. Микрофотографии карбонатных стяжений и корок озера Майбалык и Текеколь
 а, б, в — стяжения из оз. Майбалык; г — корка из оз. Майбалык; д — корка из оз. Текеколь

скому, термическому, химическому и др. Выделенные при механическом анализе фракции изучались под бинокулярной лупой и микроскопом.

Озера Майбалык и Текеколь, в которых найден моногидрокальцит, находятся на северном склоне Кокчетавских гор, среди небольших по размеру холмов. Вытянутое в широтном направлении оз. Майбалык располагается между двумя сравнительно крупными озерами Малое и Большое Чебацье. Его наибольшая ширина 0,5 км, а длина около 2,5 км. Берега озера сильно изрезаны. Дно озера неровное, с тремя впадинами: в западной части их две с глубинами до 6 м, а в восточной — одна меньшего размера с глубиной до 4 м. Согласно данным С. Д. Муравейского [6], В. Д. Коншина [3] и других исследователей, на мелководье этого водоема широко развиты обломки камней, гравийные и грубопесчаные зерна эффузивов и глинистых сланцев. С глубины 2—3 м располагаются песчанистые илы, а в самой глубокой части оз. Майбалык преобладают илы темного цвета, характеризующиеся запахом сероводорода. По В. Д. Коншину [3], илы наиболее глубокой части водоема в верхней части содержат около 10% MgO и 12,4% CaO , входящих в состав карбонатов, что позволило ему высказать предположение о возможном на-

Химический состав воды озера, высаживающей моногидрокальцит, мг/л

Химические элементы*	оз. Иссык-Куль [8, 9]		оз. Феллмонгери [18]		оз. Майбалык		оз. Текеколь	
	ст. 166 (поверхностная)	ст. 157 (на глубине 600 м)	февраль	ноябрь	по [11]	по данным авторов	по [11]	по данным авторов
Na ⁺	1155,0	1273,0	5 380,0	5650,0	4821,0	9485,0	165,0	129,0
K ⁺			410,0	238,0		465,0		30,0
Ca ²⁺	142,8	141,15	80,0	94,0	16,0	53,4	18,0	27,0
Mg ²⁺	301,4	303,1	1660,0	940,0	1157,0	3210,0	81,5	98,0
HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	328,4	326,4	680,0	564,0	1321,7	890,0	584,0	568,0
Cl ⁻	1563,0	1563,0	13700,0	10000,0	8332,4		85,1	
SO ₄ ²⁻	1755,0	1816,0	2140,0	1600,0	2000,0	5360,0	26,4	70,0
pH	—	—	8,8	8,6	9,0	8,9	8,9	9,1
Ca : Mg	0,47	0,46	0,05	0,04	0,04	0,04	0,22	0,27

* Na и K определены методом пламенной фотометрии; SO₄²⁻ — с помощью нитрохромазо [1]; Ca²⁺, Mg²⁺ и HCO₃⁻ + CO₃²⁻ установлены в полевых условиях методами, описанными А. А. Резниковым и др. [7].

хождении в оз. Майбалык доломитов. Вода озера, согласно ряду исследователей [6, 11] и данным авторов, характеризуется хлоридно-сульфатно-натриевым составом и по этому показателю не отличается от оз. Иссык-Куль и Феллмонгери, в которых установлены корки и стяжения моногидрокальцита (см. табл. 1).

Химический состав

Компоненты	Оз. Иссык-Куль. [8]			Оз. Феллмонгери		Оз. Майбалык *		
	обр. 47	обр. 58	обр. 121	обр. 1	обр. 2	M ₁	M ₂	M ₃
M.н.о.	2,11	1,06	13,36	5,0	2,5	2,76	3,42	3,28
R ₂ O ₃	0,24	0,25	1,09	—	—	0,50	0,56	0,68
CaO	46,58	55,26	43,77	42,5	43,4	39,56	40,82	40,19
MgO	0,21	0,44	3,32	2,49	0,90	4,29	1,88	2,71
CO ₂	36,43	40,95	36,56	33,6	34,0	33,75	33,80	33,60
SO ₃	—	—	0,37	—	—	0,26	0,30	0,41
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,02
C _{орг}	—	—	—	—	—	1,37	1,38	1,49
CaCO ₃	83,12	98,62	77,65	—	—	70,29	72,49	71,22
MgCO ₃	—	—	4,65	—	—	5,44	3,68	4,27
SO ₄	—	—	0,63	—	—	0,35	0,44	0,51
H ₂ O ⁻	5,30	—	1,23	2,1	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	10,93	—	10,90	15,9	15,96	—	—	—

* M₁ — карбонатная масса, цементирующая обломки камней и гравийные зерна эффузивов и глинистых сланцев; M₂ — верх карбонатного стяжения; M₃ — низ этих стяжений; M₄ — корка на камнях;

** Г₁ — корка на верхней поверхности камня; Г₂ — то же, из нижней поверхности камня.

В прибереговой части оз. Майбалык, почти у уреза воды и несколько глубже 1—1,5 м нами установлены карбонатные образования, представляющие собой скопления мелких обломков галек и гравийных зерен эффузивов и глинистых сланцев, сцементированных карбонатным материалом. Длина их 10—12 см, реже больше, при высоте и ширине около 4—5 см. Разное количество цементирующего карбонатного материала придает им несколько различный внешний вид (фиг. 2, а, б, в). При больших содержаниях карбонатного цемента мелкие обломки и галька эффузивов и глинистых сланцев оказываются «запечатанными» внутри него, и тогда эти скопления выглядят как монолитные карбонатные обра-

зования (см. фиг. 2, в), похожие на стяжения моногидрокарбоната из озер Иссык-Куль и Феллмонгери [8, 9, 18]. Другой тип карбонатных образований, найденный среди осадков оз. Майбалык, представлен корками на камнях разной величины (см. фиг. 2, г). Корки эти встречаются не только сверху камней (галек и пр.), но и на боковых и нижних их частях, иногда окружая их полностью со всех сторон.

Толщина корок изменяется в широких пределах — от долей миллиметра до одного, реже 2 см. Как корки, так и цементированные карбонатом обломки пород несут следы влияния сине-зеленых водорослей, свидетельствующие о наличии между ними генетической связи. Камни на берегу покрыты слоем водорослевого войлока, который со временем превращается в уплотненную (имеющую меньшую толщину) корку, теряющую сине-зеленую окраску и приобретающую белый цвет. Подобным образом сине-зеленые водоросли связаны и с цементирующей карбонатной массой в образованиях, представленных скоплениями мелких камней, галек и гравийных зерен.

При изучении шлифов, изготовленных из стяжений и корок, окрашенных комплексным реактивом [12], установлено, что цементирующая масса сложена не одним, а несколькими карбонатными минералами, тесно ассоциирующими с органическим веществом типа микрита, почти непрозрачного в проходящем свете под микроскопом. Наиболее развит карбонат, окрашивающийся комплексным реактивом в ярко-красный цвет. Судя по ранее полученным данным [12], этот карбонат можно уверенно отнести к чистым известковым разностям. Значительно в мень-

Таблица 2

моногидрокарбоната, %

	Оз. Текеколь **		Окаменевший Guine Pig [17]	Из карбонатных сланцев [16]		Получен искусст- венным путем [15]
	М ₄	Г ₁	Г ₂	обр. 1	обр. 2	
4,18	2,40	1,80	5,0	—	—	—
0,32	0,18	0,20	Не обн.	—	—	—
38,31	40,82	43,33	37,74	45,9	25,3	48,86
3,39	0,68	1,35	7,29	0,17	11,1	1,05
33,00	32,30	34,80	34,50	35,4	31,7	35,05
0,84	0,91	0,34	Следы	Следы	Следы	<0,01
0,005	Не обн.	Не обн.	—	—	—	0,10
1,10	3,20	2,17	—	—	—	Органическое вещество
						3,97
67,33	71,22	76,90	—	—	—	—
6,50	1,45	1,88	—	—	—	—
0,62	0,71	0,32	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1,65
—	—	—	—	—	—	13,36

ших количествах присутствуют неокрашивающиеся карбонаты и карбонаты, приобретающие после реактива красновато-буроватую окраску, позволяющую по этому признаку в первом приближении считать их низкомагнезимальным кальцитом, а неокрашивающийся карбонат — высокомагнезимальным кальцитом. Соотношение между органическим веществом, представленным колониями сине-зеленых водорослей, и новообразованиями карбонатов чрезвычайно сложно. На гальке и неправильных по форме обломках сланцев и эффузивов всегда первой в виде пленок, налетов, тончайших линзочек и полосок располагается органическая масса. Она перекрывается карбонатом, приобретающим после обработки комплексным реактивом ярко-красную окраску [12]. Внутри полосок и выделений карбонатов, окрашивающихся комплексным реактивом, также устанавливаются слои микрита (органическое вещество). Не-

Рентгеновская характеристика моногидрокарбита

ASTM		Оз. Иссык-Куль [9]		Оз. Феллмонгери [18]		Из карбонатных сланцев [16]		Из Guiré Pig [17]	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	3	5,54	—	—	—	—	—	—
40	5,26	—	—	28	5,27	35	5,21	35	5,30
—	—	3	4,76	—	—	—	—	—	—
100	4,34	9	4,49	100	4,32	100	4,313	100	4,34
—	—	—	—	1	3,91	—	—	—	—
—	—	—	—	1	3,49	—	—	—	—
—	—	9	3,15	2	3,14	—	—	—	—
80	3,06	—	—	77	3,07	70	3,064	95	3,08
—	—	—	—	14	3,04	—	—	—	—
—	—	8	2,90	3	2,91	—	—	—	—
60	2,81	—	—	45	2,82	50	2,82	43	2,83
—	—	—	—	1	2,63	—	—	—	—
—	—	—	—	2	2,54	—	—	—	—
—	—	5	2,51	5	2,52	4	2,51	10	2,50
40	2,49	—	—	17	2,49	23	2,487	—	—
—	—	—	—	6	2,43	—	—	—	—
40	2,36	—	—	31	2,37	27	2,366	27	2,38
20	2,26	4	2,28	7	2,27	2	2,268	—	—
—	—	—	—	1	2,20	—	—	—	—
—	—	—	—	2	2,18	—	—	—	—
60	2,15	10	2,17	50	2,16	45	2,159	54	2,17
—	—	—	—	2	2,10	—	—	—	—
—	—	—	—	9	2,03	—	—	11	2,00
—	—	4	1,989	14	1,993	17	1,993	—	—
—	—	6	1,940	26	1,942	3	1,937	98	1,935
80	1,923	10	1,926	54	1,928	65	1,928	—	—
—	—	—	—	10	1,822	—	—	—	—
20	1,808	4	1,811	—	—	9	1,818	3	1,824
—	—	7	1,770	—	—	12	1,77	6	1,779
60	1,757	7	1,746	—	—	13	1,76	—	—
—	—	3	1,553	—	—	5	1,593	—	—
—	—	3	1,480	—	—	4	1,562	—	—
40	1,438	5	1,44	—	—	10	1,436	5	1,440
—	—	5	1,42	—	—	—	—	—	—
20	1,36	5	1,36	—	—	4	1,369	—	—
20	1,309	5	1,303	—	—	—	—	—	—

Таблица 4

Потери веса (%) при нагревании карбонатных стяжений и осадков озер Майбалык и Текеколь

Озеро	Анализируемое вещество	До 150° C	150—220° C	220—750° C
Майбалык	Стяжения и корки	0,2—1,5	9,6—11,5	10,0—16,6
То же	Осадок	2,6	1,4	12,6
Текеколь	Стяжения и корки	0,7—2,1	9,2—13,3	6,5—12,0
То же	Осадок	1,7	1,7	8,6

Таблица 5

Содержание элементов в сапропелевом иле озер Майбалык и Текеколь, %

Озеро	Fe	Mn	C _{орг}	SiO ₂	CO ₂	CaO	MgO
Майбалык	2,12	0,04	8,30	1,3	15,05	27,12	17,50
Текеколь	1,40	0,04	8,20	Не опр.	17,30	29,34	17,91

окрашивающиеся и слабо окрашивающиеся карбонаты выделяются позже неокрашивающихся. Сходная картина наблюдается и в корках, хотя в этих образованиях под микроскопом и биноклем можно проследить некоторую перемежаемость по разрезу наслоений органического вещества и окрашивающегося карбоната.

Вопрос о составе аутигенных минералов, участвующих в сложении цементирующей массы стяжений и корок, в значительной степени решается с помощью химических, рентгендифрактометрических и термических анализов.

Карбонаты, слагающие цементирующую массу стяжений и корок, нарастающих на камнях в оз. Майбалык, весьма сходны. Главным образом это CaCO_3 с небольшой примесью MgCO_3 и с весьма незначительной примесью CaSO_4 . По содержанию CaO и MgO карбонаты эти не отличаются от карбонатов, слагающих стяжения и корки озер Иссык-Куль, Феллмонгери, Бутлер и другие образования, найденные в естественном состоянии и полученные искусственным путем, представленные главным образом моногидрокарбонатом (см. табл. 2).

Количество легкоудаляемой, несвязанной, воды (H_2O^-) в стяжениях и корках озер Иссык-Куль, Феллмонгери и других образованиях, представленных в основном моногидрокарбонатом (табл. 2), обычно не превышает 5—6%; связанной воды (H_2O^+) в них содержится заметно больше. Результаты дериватографического анализа корок и стяжений озер Майбалык и Текеколь позволили сравнить количество содержащейся в их составе несвязанной и связанной воды (табл. 4).

Оказывается, что именно в интервале 150—220° происходит значительное удаление связанной воды из изучаемых карбонатов. В этом корки и стяжения оз. Майбалык не отличаются от подобных образований озер Иссык-Куль и Феллмонгери, сложенных моногидрокарбонатом.

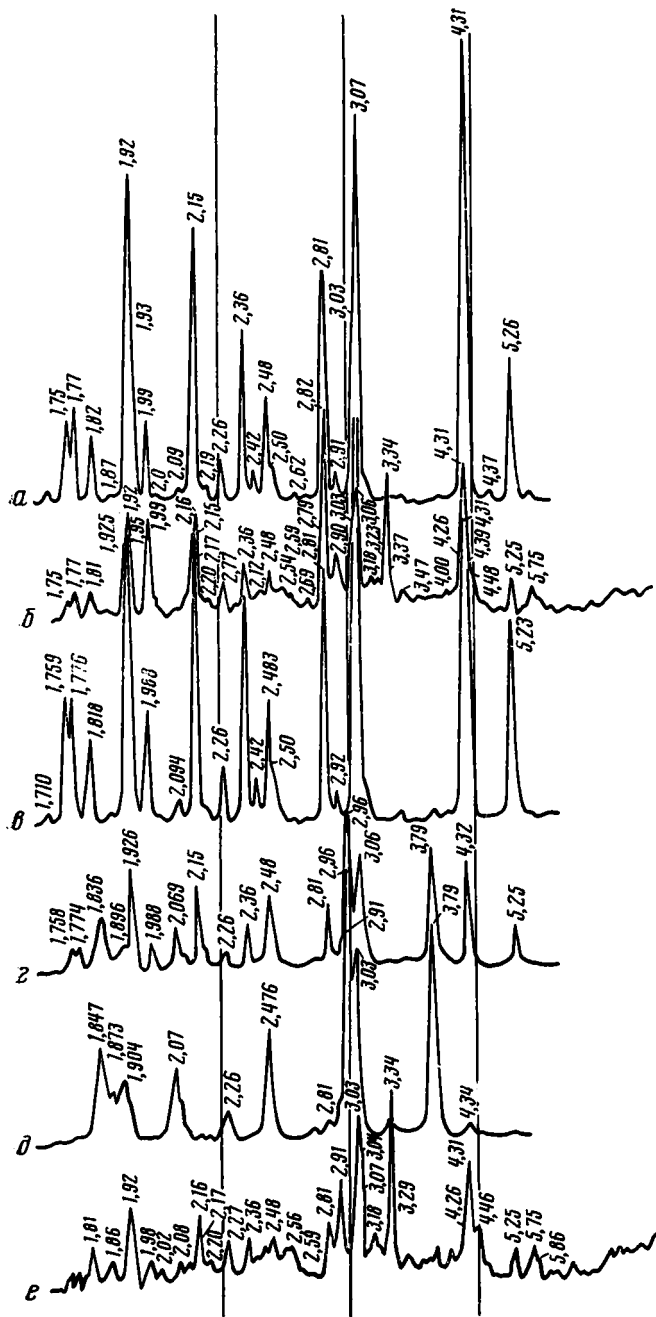
На дериватограммах карбонатных стяжений и корок оз. Майбалык вырисовываются — низкотемпературный уход воды при 105—110° С, большой также эндомаксимум удаления связанной воды в интервале 170—210° С, экзотермические эффекты, связанные с разрушением органического вещества, и, наконец, основной эндотермический эффект диссоциации карбонатов при температуре 860—880° С (см. фиг. 1).

Кривые нагревания карбонатных стяжений и корок оз. Майбалык несколько отличаются от кривой нагревания моногидрокарбоната, из оз. Иссык-Куль [8, 9], на которой пик диссоциации карбонатов сдвинут в область более высоких температур (980° С), что свидетельствует о большой известковости последних (см. фиг. 1). Вместе с тем термографические кривые карбонатных образований оз. Майбалык достаточно близки к кривым моногидрокарбонатных стяжений и корок оз. Феллмонгери [18].

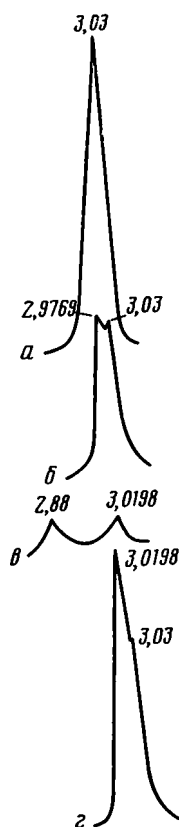
Более четкая информация о составе карбонатных стяжений и корок оз. Майбалык получена при рентгендифрактометрическом анализе (фиг. 3), свидетельствующая, что среди слагающих их минералов, основным, как и в образованиях озер Иссык-Куль и Феллмонгери, является моногидрокарбонат (см. табл. 3).

Кроме моногидрокарбоната, судя по отражениям на дифрактограммах, равным 3,03 и 2,91 Å, здесь в небольших количествах присутствуют кальцит и высокомагнезиальный кальцит. При значительном преобладании в карбонатных стяжениях и корках моногидрокарбоната эти минералы на кривых нагревания, естественно, не фиксируются. Установленный методом окрашивания низкомагнезиальный кальцит, вероятно, распространен весьма незначительно и поэтому на рентгендифрактометрических кривых не улавливается.

Таким образом, комплекс методов, примененный при изучении карбонатных стяжений и корок мелководной зоны оз. Майбалык, позволяет считать, что они сложены главным образом моногидрокарбонатом с незначительным участием кальцита, низкомагнезиального и высокомагнезиального кальцитов.



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Рентгendifрактометрические кривые корок и стяжений из озер Майбалык и Текеколь.

а — стяжение из оз. Майбалык; б — ил сапропелевый, карбонатный из того же озера; в — корка из оз. Текеколь; г — то же, фракция $< 2,60$; д — то же, фракция $> 2,60$; е — то же озеро, ил сапропелевый, карбонатный

Фиг. 4. Рентгendifрактограммы карбонатов, полученных в результате опытов. Среда: а — водопроводная вода; б — 0,03 н. раствор FeSO_4 ; в — 0,04 н. раствор MnSO_4 ; г — 0,03 н. раствор MgSO_4

Осадки наиболее глубоководной части оз. Майбалык, судя по результатам механического анализа, могут быть отнесены к алевролитистым илам, характеризующимся средним медианным диаметром 0,03 мм. Их коэффициент сортировки равен 1,1. Фракция $> 0,01$ мм представлена

главным образом зернами кварца и реже полевых шпатов, обломками глинистых сланцев и эффузивов. В эту фракцию попадают также крупные растительные остатки, среди которых многие имеют наземное происхождение, обломки и целые раковинки пелеципод, гастропод и других организмов. В составе фракции $<0,01$ мм в основном встречены обломочные зерна кварца, сгустковые выделения карбонатов, скопления глинистых агрегатов, растительные органические остатки плохой сохранности и неясного происхождения и др. Судя по результатам химических анализов (табл. 5) и изучения иммерсионных препаратов под микроскопом, осадки оз. Майбалык представлены карбонатными илами, обогащенными органическим веществом, кальцием и магнием при крайне малых содержаниях железа и марганца.

Кривая нагревания ила оз. Майбалык в области низких температур (до $200-250^{\circ}\text{C}$) резко отличается от кривых карбонатных стяжений и корок прибреговой части озера, представленных моногидрокальцитом, и хотя химические анализы однозначно свидетельствуют о наличии среди илов профундали этого водоема разных по составу карбонатов, на кривых нагревания в области диссоциации карбонатов вырисовывается только один большой эндомаксимум при температуре 860°C , что не характерно для чисто известковистых образований. Однако такой сдвиг в область пониженных температур, возможно, связан с наличием глинистого материала, в присутствии которого диссоциация CaCO_3 происходит несколько раньше обычного. Потеря веса при нагревании карбонатных илов оз. Майбалык резко отличается от потери веса при нагревании корок и стяжений (см. табл. 4). Здесь нет увеличенных потерь веса в области $150-220^{\circ}\text{C}$, указывающих на удаление связанной воды. Это свидетельствует об относительно небольшом распространении моногидрокальцита в осадках, хотя он является, вероятно, одним из наиболее развитых по сравнению с другими аутигенными и биогенными карбонатными минералами.

Дифрактометрический анализ (см. фиг. 3) иловых отложений оз. Майбалык достаточно показателен. В илах, судя по рентгеновским данным, помимо моногидрокальцита присутствуют кальцит $d=3,03 \text{ \AA}$, низко- и высокомагнезиальные кальциты ($3,02$ и $2,94 \text{ \AA}$), кварц и каменная соль, которая появилась, по-видимому, при подготовке образцов к рентгеновскому анализу.

Сравнивая минеральный состав карбонатных стяжений и корок с составом карбонатных минералов осадков нетрудно убедиться в их достаточной близости. Очевидно, формирование моногидрокальцита в оз. Майбалык в значительной степени контролируется составом воды, из которой осаждаются вышеуказанные аутигенные минералы. Озеро Текеколь располагается несколько севернее Большого Чебачьего озера. Длина этого водоема около 1 км , ширина примерно $0,8 \text{ км}$, глубина $4,5 \text{ м}$. Вода озера (см. табл. 1) отличается от состава воды оз. Майбалык, Иссык-Куль и Феллмонгери. Оно в значительной степени менее минерализовано и содержит меньше натрия, хлора, магния и SO_4^{2-} . В прибреговой части оз. Текеколь широко развиты обломки сланцев и эффузивов разной размерности, покрытые тонкой карбонатной коркой, достигающей почти 1 см толщины, обязанной своему происхождению развитию сине-зеленых водорослей. В мокром состоянии поверхность камней покрыта скоплением сине-зеленых водорослей, отчего она приобретает зеленовато-белесоватый цвет. При высушивании зеленый цвет в значительной степени утрачивается и образующиеся на верхней и нижней частях камней корки имеют почти белый цвет с некоторым зеленоватым оттенком. Под микроскопом видно, что корки эти представлены карбонатными минералами, которые при воздействии на них комплексного реактива приобретают разные окраски, свидетельствуя тем самым о присутствии различных по составу карбонатных минералов. Основная часть аутигенных карбонатов, тесно связанных с органическим веществом, при реакции окрашивается в ярко-красный цвет, указывая на наличие кальцита. В значительно меньших количествах уста-

навливаются неокрашивающиеся карбонаты и карбонаты, слабо окрашивающиеся в буроватый цвет.

В верхней и нижней частях корок из пляжевой зоны оз. Текеколь (см. табл. 2) количество CaCO_3 практически столько же, сколько и в стяжениях и корках рассмотренных выше озер, в которых обнаружен моногидрокальцит. Заметно лишь небольшое уменьшение содержания в них MgO , что, по-видимому, является отражением малых количеств этого компонента в составе воды оз. Текеколь. Кривая нагревания корок из оз. Текеколь (см. фиг. 1) идентична кривым нагревания корок и стяжений из озер Майбалык и Феллмонгери, но несколько отличается от кривой подобных образований из оз. Иссык-Куль.

Карбонатные корки оз. Текеколь теряют большое количество связанной воды в области температур от 150 до 220°C (см. табл. 4), не отличаясь поэтому от карбонатных стяжений и корок оз. Майбалык и других рассмотренных выше озер, в которых содержится моногидрокальцит.

На дифрактометрической кривой корок из оз. Текеколь (см. фиг. 3) видно, что основным слагающим минералом является моногидрокальцит (см. табл. 3). Анализ фракции больше и <2,60, полученных в результате разделения корок этого же озера в тяжелой жидкости М-45, свидетельствует о присутствии во фракции >2,60 моногидрокальцита и высокомагнезильного кальцита, а во фракции <2,60 — главным образом низкомагнезильного кальцита. То же самое получается при термическом анализе этих фракций. Фракция >2,60 характеризуется лишь одним эндотермическим пиком (860°C), в то время как фракция <2,60 — двумя, при 860 и 820°C (см. фиг. 1). Следовательно, окрашивание, термический и рентгендифрактометрический анализы согласованно указывают на наличие в прибереговой зоне оз. Текеколь помимо моногидрокальцита и других карбонатных минералов, как и в оз. Майбалык.

Иловые отложения оз. Текеколь имеют средний медианный диаметр около 0,025 мм, коэффициент сортировки 1,1. По химическому составу осадки оз. Текеколь мало отличаются от осадков оз. Майбалык. В них лишь меньше CO_2 , CaO и MgO (см. табл. 5). Изучение иммерсионных препаратов под микроскопом, так же как и данные рентгеновского и термического анализов (см. фиг. 1, 3), показали их большое сходство, с той лишь разницей, что в осадках оз. Текеколь кварц преобладает над карбонатами, а в осадках оз. Майбалык наблюдается обратная картина. Здесь на первое место выходят моногидрокальцит и другие карбонатные минералы. Таким образом, в озерах Текеколь, Майбалык повышенная соленость вод приводит к формированию по всей акватории этих озер ряда карбонатных минералов, среди которых ведущее место занимает моногидрокальцит, особенно широко распространенный в прибереговой зоне, где широкое развитие приобретают сине-зеленые водоросли.

Судя по литературным данным, ассоциация моногидрокальцита с другими карбонатными минералами, наблюдаемая в озерах Северного Казахстана (Майбалык и Текеколь), не исключение. В оз. Иссык-Куль, например, вместе с моногидрокальцитом устанавливается и кальцит [1, 8, 9]. Среди карбонатных сланцев в одних образцах вместе с моногидрокальцитом обнаруживается кальцит, а в другом — несквегонит ($\text{MgCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [16]). В пещерах ФРГ совместно с моногидрокальцитом обнаруживаются гидромагнезит ($\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot (\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$), несквегонит, доломит, арагонит и кальцит [13, 14]. Вероятно, на образование моногидрокальцита и ассоциирующих с ним карбонатов значительное влияние оказывает состав воды, из которой высаживаются эти аутигенные образования. Важная роль в этих процессах, по мнению ряда исследователей, принадлежит сине-зеленым водорослям и бактериям. Такая ассоциация сине-зеленых водорослей с моногидрокальцитом и другими карбонатными минералами наблюдались авторами непосредственно в озерах Майбалык и Текеколь, что отмечено выше. На эту связь указывает и повышение содержания органического вещества ($\text{C}_{\text{орг}}$) в карбо-

натных стяжениях и корках по сравнению с прибереговыми отложениями, лишенными этих образований.

Признавая возможность участия сине-зеленых водорослей и бактерий в формировании стяжений и корок на побережье и дне мелководных соленоватых озер, мы не знали, какому из видов биогенной садки карбонатов отдать предпочтение [5]. Ранее нами были выполнены следующие опыты: выращенные из карбонатной корки, поднятой со дна оз. Янтусиниявр (Эстония), на водопроводной воде, колонии водорослей (в первую очередь *Microcoleus*, и, возможно, *Colothrix*, все определения Н. П. Горбуновой, МГУ им. Ломоносова) были рассажены в четыре колбы емкостью 200 мл. В колбы эти была залита: 1) водопроводная вода; 2) водопроводная вода + 0,03%-ный раствор FeSO_4 ; 3) водопроводная вода + 0,04%-ный раствор MnSO_4 ; 4) водопроводная вода + 0,03%-ный раствор MgSO_4 . В течение двух недель pH воды в колбах поднялся до 8,9—10; Eh оказался равным + (460—480 м. в.). На дне и стенках колб был виден тонкий налет карбонатного материала. Рентгендифрактометрический анализ образовавшихся карбонатов приведен на фиг. 4. Когда сине-зеленые водоросли развивались в водопроводной воде, богатой Са, выпавший осадок оказался кальцитом. При добавлении в воду раствора FeSO_4 образуются два карбоната: кальцит и слабозелезистый кальцит, что подтверждено и окрашиванием порошка комплексным реактивом [12]. При добавлении в воду раствора MnSO_4 в осадках появляются более или менее марганцовистые кальциты, и, наконец, добавление в водопроводную воду раствора MgSO_4 приводит к появлению низкомагнезиального (основной материал) и высокомагнезиального кальцитов. Опыт этот достаточно убедительно свидетельствует, что сине-зеленые водоросли при осаждении карбонатов играют косвенную роль. Осуществляя свою жизнедеятельность, они резко подщелачивают среду и этим самым способствуют садке карбонатных минералов. Вероятно, то же самое происходит при образовании в озерах моногидрокарбоната.

Соглашаясь с мнением тех исследователей, которые опытным путем показали метастабильность моногидрокарбоната, особенно в воздушно-сухих условиях [15, 16], мы вместе с тем считаем, что этот минерал, вероятно, более широко развит в мелководной зоне и на побережье, в соленоватых озерах, морских и океанических бассейнах, чем представляют себе многие исследователи.

Литература

1. Басаргин Н. Н., Басалаева И. В. Экспрессный метод определения серы в горных породах и минералах титрованием с нитрохромом.— Химические и физико-химические методы анализа руд, пород и минералов. М.: Наука, 1974, с. 31—34.
2. Каратаев В. И. Формы литификаций озерных отложений, связанных с выделением карбоната кальция.— В кн.: Озеро Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1978, с. 126—133.
3. Коншин В. Д. Химическая характеристика отложений озер Боровской группы.— Тр. лаборатории сапропелевых отложений, вып. 5. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 81—96.
4. Корде Н. В. История озер заповедника Боровое в Северном Казахстане.— Тр. лаборатории сапропелевых отложений, вып. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 5—52.
5. Маслов В. П. Водоросли и карбонатные стяжения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 12, с. 81—86.
6. Муравейский С. Д. Озеро Майбалык.— Уч. зап. МГУ, вып. 8. Биология, 1976, с. 175—197.
7. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 486 с.
8. Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. Современные осадки оз. Иссык-Куль и его заливов.— Тр. Ин-та геол. рудных месторождений петрографии, минералы и геохимии, 1960, вып. 36. М.: Изд-во АН СССР. 159 с.
9. Сапожников Д. Г., Цветков А. И. Выделения водного карбоната кальция на дне оз. Иссык-Куль.— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 2, с. 402—405.
10. Сочеванова М. М. Ускоренный анализ осадочных горных пород с применением комплексометрии.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 184. 160 с.
11. Форш Т. Б. Геохронологическая характеристика озер Северного Казахстана в связи с условиями их существования.— Тр. лабор. озероведения, 1963, т. 15. М.—Л.: Изд-во АН СССР, с. 75—117.

12. Штеренберг Л. Е., Гречин В. И., Соловьев А. А., Шурина Г. И. К методике окрашивания карбонатных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5, с. 127—132.
13. Briughton P. Monohydrocalcite in Speleothems. An Alternative Interpretation.— Contr. Mineral. and Petrol., 1972, v. 36, № 2, p. 171—174.
14. Fischbec R., Muller G. Monohydrocalcite, Hydromagnesite, Nesguehonite, Dolomite, Aragonite and Calcite in Speleothems of the Fränkische schweiz, Western Germany.— Contr. Mineral. and Petrol., 1971, v. 33, № 2, p. 87—92.
15. Hull H., Turnbull A. G. A thermochemical study of monohydrocalcite.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, № 3, p. 685—694.
16. Marschner H. Hydrocalcitr ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) and Nesguehonite ($\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) in Carbonate Scales.— Science, 1969, № 3898, p. 1119—1121.
17. Scinner W., Osbaldiston G., Wilner N. Monohydrocalcite in a guine pig bladder stone, novel occurrence.— Amer. Mineralogist, 1977, v. 62, № 3—4, p. 273—277.
18. Tayler G. F. The Occurrence of Monohydrocalcite in two small Lakes in the South-East South Australia.— Amer. Mineralogist, 1975, v. 60, № 7—8, p. 690—697.

ГИН АН СССР,
ИГЕМ АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
25.I.1982

УДК 553.66(266)

СОЕДИНЕНИЯ СЕРЫ В ОСАДКАХ ПЕРУАНСКОГО АПВЕЛЛИНГА

ЖАБИНА Н. Н., ДЕМИДОВА Т. П., ВОЛКОВ И. И.

Изучены соединения серы в зоне Перуано-Чилийского апвеллинга. Получены данные по содержанию различных форм серы (сульфидной, элементной, сульфатной, пиритной и органической), влажности, E_h и $С_{орг}$. Осадки данного района характеризуются высоким содержанием $С_{орг}$ и низким общего и реакционноспособного железа, что характерно для осадков океанских апвеллингов. Осадки данного района — с интенсивным процессом сульфатредукции, а накопление восстановленных форм серы производных бактериального сероводорода не превышает ранее известные величины для других районов океана.

Систематическое изучение превращений соединений серы в морских осадках, начатое Э. А. Остроумовым [14, 15], продолжается в течение многих лет. Наиболее обширный материал о соединениях серы в диагенезе современных осадков, достаточно полное обобщение которого сделано в работах [2, 6, 7], накоплен в последнее десятилетие благодаря совершенствованию и разработке простых надежных и точных химических методов анализа соединений серы [3, 19].

Подобные исследования представляют несомненный интерес и в настоящее время, поскольку сера — один из важнейших элементов, поведение соединений которой позволяет более полно понять процессы осадкообразования, диагенеза и рудогенеза в океане.

В настоящей работе приведены результаты исследований биогеохимических процессов распределения, превращения и накопления соединений серы в иловых водах и донных осадках зоны Перуанского апвеллинга, полученные на основе материалов 26-го рейса НИС «Академик Королев», организованного Госкомгидрометом по международной программе в рамках СКОПЕ «Глобальный биогеохимический цикл серы».

Схема расположения станций, где с помощью дночерпателя «Океан-50» и прямооточных грунтовых геологических труб отбирались пробы осадков, приведена на фиг. 1. Рельеф дна условного профиля от краевой части Перуанского шельфа (ст. 61) по материковому склону (ст. 62, 65) через Перуано-Чилийский желоб (ст. 60-1, 60-2) до краевой части ложа океана (ст. 59, 58, 57) схематически показан внизу фиг. 2.

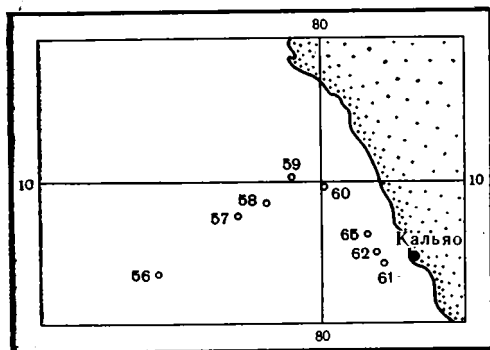
Учитывая неустойчивость и высокую лабильность промежуточных соединений серы, образующихся в ходе диагенетических биогеохимических процессов, в лаборатории непосредственно на борту судна в пробах натурального ила определялись следующие формы соединений серы: свободный сероводород, сульфаты, сульфидная, элементная и пиритная сера. Сера органического вещества определялась в условиях стационарной лаборатории в законсервированных пробах. Характеристика осадков по горизонтам, данные по формам серы, влажности, E_h , содержание органического вещества представлены в табл. 1.

Подробная литологическая характеристика исследуемого района сделана в работах [1, 11—13, 16, 18].

Ниже приводится лишь краткая литологическая характеристика осадков, необходимая для оценки результатов и сопоставления их с данными, полученными в других районах Мирового океана [4, 7, 10].

Первоначально отмечаем, что литологическая характеристика осадков всех станций рассматриваемого профиля от шельфа в глубь океана совпадает с описаниями литологических типов осадков Перуанского апвеллинга, имеющимися в других работах.

Осадки ст. 61 (табл. 1) с высокой влажностью на поверхности 74,2%, которая снижается до 36% на горизонте 40—50 см, представлены практически бескарбонатными терригенно-диатовыми илами с примесью алевроита оливково-зеленого цвета. По всей глубине колонки осадки носят восстановленный характер; свободный H_2S в количестве не более 0,1 мг/л появляется с горизонта 10—15 см; органическое вещество в расчете на $C_{орг}$ изменяется от 6,6 до 1,2%. Значительный диапазон изменения $C_{орг}$, очевидно, является как следствием диагенетического потребления, так и следствием изменения условий осадкообразования; последнее более вероятно.



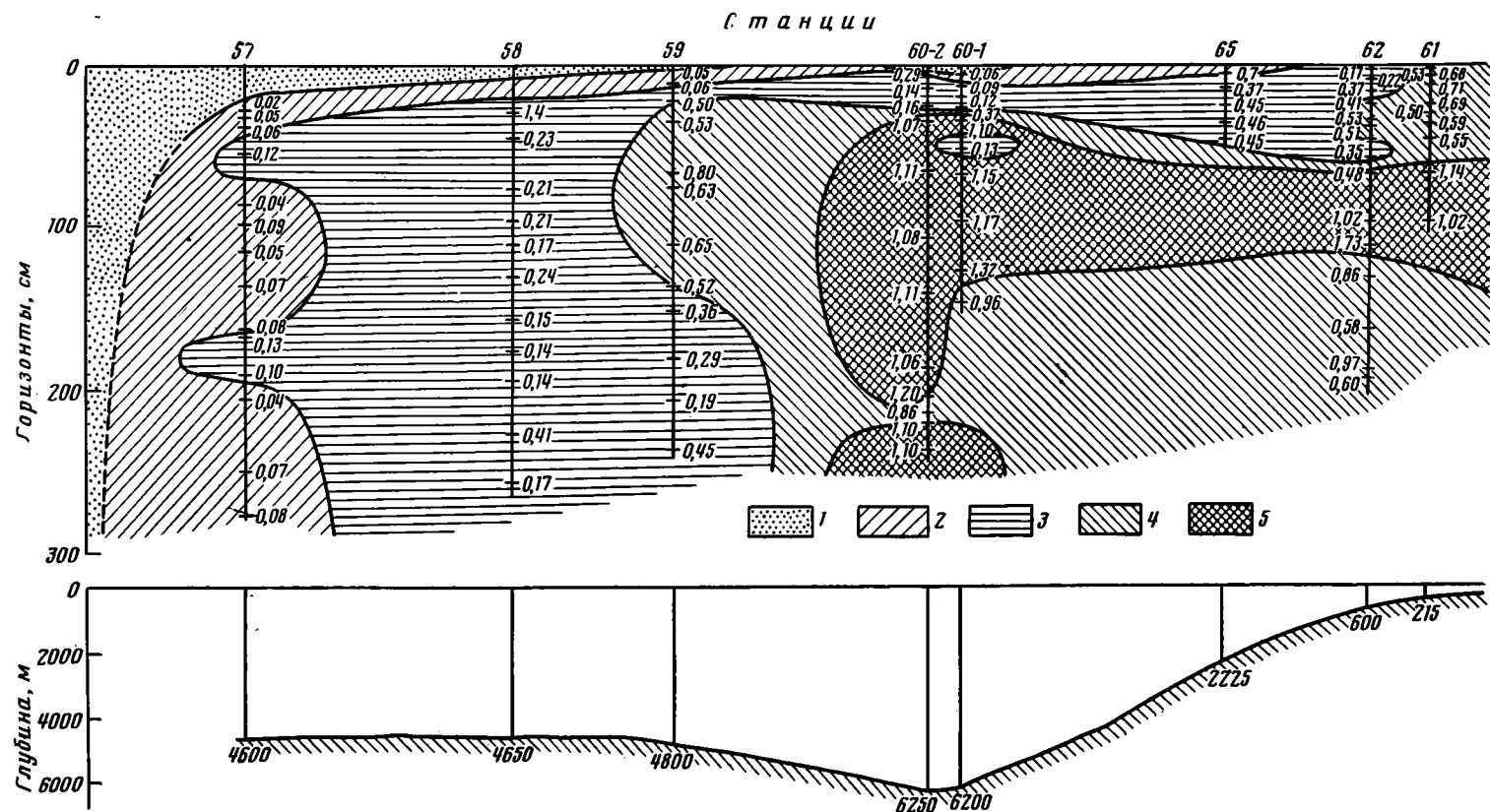
Фиг. 1. Схема расположения станций

Осадки ст. 65 указывает именно на их древнее происхождение. Осадки имеют восстановительный характер уже на поверхности, свободный H_2S ($<0,1$ мг/л) появляется с гор. 10—20 см; имеют довольно постоянную карбонатность (7,6—10,0% $CaCO_3$) и содержание $C_{орг}$ (0,6—1,65%).

Современные осадки ст. 62 имеют высокую влажность поверхностного слоя (67—68%), постепенно снижающуюся до 43—46% на гор. 200 см; носят восстановительный характер уже в поверхностном слое, с гор. 60 см появляется свободный H_2S ($<0,1$ мг/л). Карбонатность по колонке изменяется от 30 до 50% $CaCO_3$, за исключением гор. 60—100 и 125—135 см, на которых соответственно уменьшается до 4—6 и 10% $CaCO_3$. Для осадков ст. 62 характерно наибольшее содержание $C_{орг}$, величина которого изменяется от 3,4 до 10,4%. До гор. 40 см содержание $C_{орг}$ относительно неизменно 7—8%, наблюдающиеся ниже минимумы и максимумы $C_{орг}$ могут быть объяснены только изменением условий осадкообразования.

Осадки ст. 60-1 и 60-2 из глубоководной осевой части Перуано-Чилийского желоба являются тонкими практически бескарбонатными биогенно-терригенными илами оливково-зеленого цвета, характеризуются неоднородным по горизонтам содержанием органического вещества, на поверхности имеют окисленный слой, равный 3,5—4 см с явно выраженной стратификацией от бурого до темно-коричневого цвета, ниже которого начинается восстановительный процесс, а с гор. 30 см ст. 60-2 появляется свободный H_2S ($<0,1$ мг/л). Влажность осадка от сильно обводненного поверхностного слоя постепенно снижается до гор. 1,2—2,4 м соответственно от 70 до 60—50%. Верхний слой осадков до гор. 30 см содержит небольшое количество $C_{орг}$ в пределах 1,32—1,86%, ниже содержание органического вещества увеличивается до 2,64—3,83%.

Гемипелагические осадки ст. 59, 58, 57 краевой части ложа океана представлены тонкими глинистыми илами, практически не содержат карбонатов и имеют наименьшее среднее содержание органического вещества соответственно 1,6; 1,2 и 0,9%, характерно уменьшающееся по мере удаления от береговой максимально биопродуктивной зоны. Влажность осадков, резко уменьшающаяся в поверхностном 5—10-см слое от 73% до 62%, по глубине колонок практически остается на уровне 60%, отдельные колебания влажности по горизонтам, как видно из данных табл. 1, вероятно, связаны с определенными изменениями гранулометрического и вещественного состава осадков. Поверхностный слой осадков этих станций буровато-коричневого цвета имеет окисленный харак-



Фиг. 2. Распределение суммы восстановленных форм серы — производных H_2S в осадках изучаемого профиля. Внизу схематический рельеф дна и глубина отбора проб. Содержание $\sum S_{H_2S}$ в % S: 1 — отсутствует; 2 — $<0,1$; 3 — $0,1-0,5$; 4 — $0,5-1,0$; 5 — $>1,0$

Орудие сбора	Горизонт, см	Краткое описание осадков	Влажность, %	Ен, мВ	Сера
					на влагу
Станция 57. 10.01.80.					
Дночерпа- тель (Дч)	10—15	Ил глинистый, буровато-коричневого цвета	62,3	540	0,104
	20—25	Ил глинистый, сравнительно плотный, голубовато-серого цвета	63,3	540	0,106
Прямоточная трубка (ПТ)	8—15	Ил глинистый, коричне- вато-бурого цвета	64,4	270	0,108
	15—20	То же, буровато-серого цвета	65,5		0,111
	25—28	То же	67,6		0,106
	28—35	Ил глинистый, голубова- то-серого цвета, содер- жит примазки черного цвета	66,5	220	0,111
	35—40	То же	67,1		0,094
	50—60	То же, осадок приобре- тает мраморовидную окраску за счет увели- чения черных разводов	67,6	275	0,099
	80—90	То же	71,2	130	0,112
	95—100	Ил глинистый, голубова- то-серого цвета, одно- родный	71,8		0,097
	110—120	То же	66,5	265	0,111
	130—140	»	72,1		0,099
	160—165	То же, с редкими при- мазками гидротроилита	68,5		0,098
	165—170	То же	69,8	170	0,111
	185—195	То же, мраморовидной окраски	68,2		0,099
	200—210	То же, с редкими черны- ми примазками	65,7	240	0,108
	245—255	Ил глинистый, мягкий, однородный, зеленова- то-серого цвета	67,8		0,096
	270—280	То же, более вязкий	66,5	140	0,122
Станция 58. 11.01.80.					
ПТ	10—15	Ил глинистый, мягкий, однородный. Окраска переходная от светло- коричневого к голубо- вато-серому	59,1	460	0,115
	15—25	То же, голубовато-серо- го цвета	59,3		0,113
	25—35	То же	60,3	325	0,105
	40—50	»	59,4	335	0,110
	70—80	То же, с включением бу- рых (органических) пя- тен	61,5	295	0,183
	90—100	То же, однородный, го- лубовато-серого цвета	63,6		0,145
	105—115	То же, с примазками чер- ного цвета	65,6	370	0,109
	125—135	Ил глинистый, голубо- вато-серого цвета, од- нородный	67,7	180	0,105
	150—160	Ил глинистый, цвет пере- ходный от голубовато- серого к зеленовато-се- рому	64,3	170	0,090
	170—180	Ил глинистый, зеленова- то-серого цвета, со сла- бой слоистостью	63,2	190	0,106

Перуанского района

сульфатов, %	Восстановленная сера, % на сухое вещество					C _{орг.} %
	на сухое вещество	сульфидная	элементная	пиритная	органичес- кая	
Глубина 4600 м (10°53' ю. ш., 83°01' з. д.)						
0,172	Не обн.				Следы	0,68
0,183	»				0,006	1,07
0,195	»				Следы	1,34
0,210	»				»	1,50
0,221					0,017	1,22
0,219	0,0004	0,009	0,024	0,017	0,052	1,14
0,192	0,0014	0,013	0,032	0,015	0,060	1,14
0,207	0,0012	0,024	0,075	0,015	0,115	1,03
0,278	Не обн.	0,007	0,036	Следы	0,043	0,68
0,247	0,0006	0,053	0,021	0,013	0,088	0,69
0,220	0,0004	0,009	0,025	0,015	0,049	0,48
0,255	0,0005	0,006	0,042	0,020	0,069	0,70
0,213	0,0005	0,010	0,063	0,009	0,083	1,24
0,257	Не обн.	0,043	0,067	0,016	0,126	0,89
0,213	»	0,033	0,059	0,012	0,104	0,83
0,206	»	0,005	0,022	0,010	0,037	0,58
0,201	»	0,021	0,037	0,012	0,070	0,70
0,241	»	0,015	0,048	0,013	0,076	0,77
Глубина 4650 м (10°12' ю. ш., 81°44' з. д.)						
0,166	Не обн.				0,033	1,18
0,165	»				Следы	1,62
0,159	0,0004	0,008	0,105	0,031	0,144	1,76
0,161	0,0005	0,014	0,197	0,018	0,230	1,35
0,292	0,0005	0,011	0,183	0,013	0,208	1,37
0,254	0,0010	0,018	0,182	0,012	0,213	1,35
0,208	0,0005	0,023	0,139	0,011	0,174	1,06
0,219	0,0005	0,075	0,145	0,015	0,236	1,00
0,161	Следы	0,022	0,111	0,012	0,145	0,56
0,183	Не обн.	0,011	0,114	0,014	0,139	0,91

Орудие сбора	Горизонт, см	Краткое описание осадков	Влажность, %	Ен, мВ	Сера	
					на влагу	
Станция 58.11.01.80.						
ПТ	190—200	То же	65,9	245	0,110	
	220—230	То же, с увеличением зеленого цвета	61,7	190	0,109	
	250—260	То же, более плотный	64,1	255	0,107	
Станция 59. 11.01.80.						
ПТ	0—5	Ил глинистый, полужидкий, серого цвета с буроватым оттенком	61,2	465	0,098	
	5—10	То же, более плотный, голубовато-серого цвета с буроватыми пятнами	58,9		0,107	
	10—15	То же	61,3	215	0,104	
	20—25	То же, более темный	61,3	160	0,096	
	30—40	Ил глинистый, более плотный, темного зеленовато-серого цвета	59,8	190	0,106	
	60—70	То же	60,9		0,111	
	70—80	То же, с редкими черными примазками	60,2	165	0,106	
	105—115	То же	58,8	135	0,105	
	130—140	»	58,8	105	0,095	
	145—155	»	59,0	235	0,091	
	175—185	Ил глинистый, голубовато-серого цвета, мраморовидный за счет черных разводов	60,2	145	0,104	
	200—210	То же	59,4	205	0,107	
	230—240	Ил глинистый темного зеленовато-серого цвета с черными примазками	58,7	235	0,112	
	Станция 60-1. 12.01.80.					
	Дч	4—6	Ил глинистый, мягкий, зеленовато-серого цвета, однородный	69,2	110	0,096
10—15		То же	68,8		0,092	
ПТ	15—20	»	69,5		0,081	
	5—12	Ил глинистый, мягкий, зеленовато-серого цвета	67,3		0,104	
	12—20	То же	66,4	70	0,099	
	20—30	Ил глинистый, зеленовато-серый с включением оливково-зеленых прослоев и линз	66,1	90	0,084	
	30—38	Ил глинистый, мягкий, однородный, оливково-зеленого цвета	61,7	255	0,100	
	46—56	Ил глинистый, очень тонкий, плотный, светлого зеленовато - желтого цвета	73,2	220	0,090	
	60—70	Ил глинистый, мягкий, однородный, оливково-зеленого цвета, появляется запах сероводорода	62,6	130	0,098	
	90—100	То же	60,8		0,081	
	120—130	»	58,5	125	0,081	
	140—150	»	47,2		0,085	

Таблица 1 (продолжение)

сульфатов, %	Восстановленная сера, % на сухое вещество					Сорг. %
	на сухое вещество	сульфидная	элементная	пиритная	органичес- кая	$\Sigma \text{SH}_2\text{O}$
Глубина 4650 м (10°12' ю. ш., 81°44' з. д.)						
0,212	0,0004	0,011	0,111	0,022	0,144	1,25
0,175	0,0004	0,018	0,372	0,020	0,410	1,24
0,192	Не обн.	0,047	0,106	0,014	0,167	0,85
Глубина 4800 м (09°37' ю. ш., 81°10' з. д.)						
0,155	»	0,005	Следы	0,015	0,020	0,85
0,154	»	0,004	0,016	0,030	0,050	0,82
0,164	»	0,008	0,035	0,016	0,059	1,26
0,151	»	0,013	0,465	0,021	0,499	1,80
0,158	»	0,014	0,488	0,027	0,529	1,92
0,173	Следы	0,012	0,738	0,047	0,797	2,47
0,160	0,0005	0,016	0,567	0,046	0,630	2,62
0,150	0,0003	0,016	0,490	0,042	0,548	1,69
0,135	Не обн.	0,015	0,487	0,020	0,522	1,43
0,130	»	0,012	0,339	0,015	0,366	1,82
0,157	»	0,022	0,249	0,019	0,290	1,17
0,157	Следы	0,015	0,160	0,014	0,189	1,18
0,159	»	0,009	0,431	0,012	0,452	1,69
Глубина 6200 м (10°20' ю. ш., 80°03' з. д.)						
0,216	»	0,003	0,029	0,030	0,062	1,75
0,204	Не обн.	0,007	0,032	0,046	0,085	1,78
0,186	»	0,007	0,049	0,060	0,116	1,47
0,213	»	0,005	0,024	0,036	0,065	1,32
0,195	»	0,007	0,043	0,037	0,087	1,36
0,164	Следы	0,013	0,328	0,030	0,371	1,81
0,161	Не обн.	0,003	0,825	0,267	1,095	3,29
0,245	»	0,005	0,066	0,056	0,127	0,62
0,165	Следы	0,007	0,909	0,231	1,147	3,65
0,126	0,0006	0,004	0,898	0,271	1,174	3,80
0,114	0,0003	0,004	1,037	0,277	1,318	3,54
0,076	0,0006	0,003	0,814	0,142	0,960	2,64

Орудие сбора	Горизонт, см	Краткое описание осадков	Влажность, %	Еh, мВ	Сера
					на влагу
Станция 60-2. 12.01.80.					
	5—8	Ил глинистый, мягкий, творожистый, голубовато-серого цвета	70,5	215	0,087
	10—20	То же, более плотный	64,7	70	0,090
	20—30	То же, более темной переходной окраски	66,5	80	0,105
	30—40	Ил глинистый, тонкий, мягкий, однородный, оливково-зеленого цвета. Слабый запах сероводорода до конца колонки	64,2		0,116
	60—70	То же	64,8		0,088
	100—110	»	63,9	—85	0,115
	135—145	»	62,5		0,092
	180—190	»	62,5	—80	0,063
	200—209	»	62,5	60	0,085
	209—216	То же с пятнами и линзами буроватого и голубовато-серого цвета	65,3		0,073
	216—224	То же	62,0	100	0,076
	230—240	Ил глинистый, очень плотный, оливково-зеленого цвета	59,0	105	0,074
Станция 61. 17.01.80.					
Дч	0—1	Ил глинистый с примесью алевроита, полужидкий, оливково-зеленого цвета	74,2		0,097
	1—5	То же, более плотный	42,7	120	0,135
	5—10	То же	48,6	—45	0,136
	10—15	»	50,3		0,147
	15—20	»	28,3	165	0,225
ПТ	0—5	Ил глинистый с примесью алевроита, полужидкий, оливково - зеленого цвета	72,6	—90	0,111
Глубина 245 м	10—15	То же, более плотный, со слабым запахом сероводорода	58,5		0,131
	20—30	То же, темного оливково-зеленого цвета	62,4	—115	0,118
	40—50	То же	36,6	—145	0,147
	60—70	»	43,7	20	0,176
	90—98	То же, значительно более плотный, тонко-слоистый	36,8	70	0,150
Станция 62. 17.01.80.					
Дч	0—1	Ил глинистый с примесью алевроита, полужидкий, оливково - зеленого цвета	67,2		0,191
	1—3	То же, более плотный	66,6	320	0,190
	5—10	То же	65,4		0,150
	15—20	»	63,3	240	0,165
	20—25	»	64,8	250	0,148
ПТ	0—10	Ил глинистый с примесью алевроита, сверху полужидкий, оливково-зеленого цвета	69,1		0,130
	10—20	То же, более плотный	68,3	290	0,117
	20—30	То же	65,3	20	0,122

Таблица 1 (продолжение)

сульфатов, %	Восстановленная сера, % на сухое вещество					Сорг, %
	на сухое вещество	сульфидная	элементная	пиритная	органичес- кая	ΣS_{H_2S}
Глубина 6250 м (10°18' ю. ш., 80°05' з. д.)						
0,209	0,0006	0,010	0,096	0,182	0,289	1,56
0,164	Следы »	0,008	0,058	0,071	0,137	1,68
0,208		0,007	0,091	0,061	0,159	1,86
0,207	0,0007	0,033	0,909	0,122	1,065	3,03
0,163	0,0013	0,028	0,964	0,117	1,110	2,88
0,204	0,0008	0,037	0,942	0,097	1,077	3,93
0,154	0,0013	0,033	0,952	0,123	1,109	2,94
0,105	0,0015	0,033	0,904	0,117	1,055	2,97
0,160	0,0015	0,051	1,035	0,113	1,200	3,00
0,137	0,0005	0,004	0,684	0,173	0,862	2,75
0,124	0,0006	0,002	0,804	0,296	1,103	3,40
0,106	0,0021	0,003	0,872	0,226	1,103	3,83
Глубина 215 м (11°35' ю. ш., 77°56' з. д.)						
0,278	0,0008	0,007	0,590	0,078	0,676	5,57
0,101	Следы 0,0002	0,008	0,472	0,051	0,531	1,93
0,128		0,010	0,639	0,058	0,707	2,65
0,148	0,0004	0,004	0,633	0,056	0,693	2,85
0,089	0,0003	0,008	0,453	0,038	0,499	1,35
0,294	0,0036	Следы	0,656	0,092	0,752	6,63
0,184	0,0009	0,006	0,657	0,104	0,768	3,80
0,196	0,0015	0,003	0,512	0,069	0,586	4,44
0,085	0,0006	0,008	0,481	0,055	0,545	1,52
0,136	0,0008	0,004	1,015	0,116	1,136	2,10
0,087	0,0007	0,006	0,942	0,073	1,022	1,23
Глубина 600 м (11°25' ю. ш., 79°11' з. д.)						
0,392	Следы	0,033	0,056	0,080	0,169	6,90
0,379	0,0070	0,014	0,087	0,109	0,217	7,53
0,284	0,0009	0,004	0,269	0,081	0,355	8,56
0,285	0,0008	0,003	0,316	0,091	0,411	7,98
0,273	0,0013	0,004	0,440	0,086	0,531	8,28
0,291	0,0014	0,004	0,438	0,154	0,597	8,28
0,252	0,0011	0,004	0,470	0,119	0,594	7,95
0,229	0,0017	0,004	0,401	0,164	0,570	7,89

Орудие сбора	Горизонт, см	Краткое описание осадков	Влажность, %	Ен, мВ	Сера
					на влагу
Станция 62. 17.01.80.					
ПТ	30—40	То же, более плотный	64,2		0,121
	53—58	»	55,3	0	0,178
	60—70	То же, появляется запах сероводорода	67,4	—135	0,121
	90—100	То же	61,6	—70	0,117
	105—115	То же, увеличено количество алеврита	54,8	—185	0,123
	125—135	То же, более плотный, включает светлые линзовидные пятна	63,0	—220	0,133
	155—165	То же, однородный, очень плотный	54,3	—80	0,137
	180—190	То же	43,0	—125	0,122
	190—195	»	46,0		0,103
Станция 65. 17.01.80.					
ПТ	0—10	Ил глинистый с примесью алеврита, сверху полужидкий, оливково-зеленого цвета	37,6	90	0,115
	10—20	То же, более плотный, появляется запах сероводорода	28,9	55	0,137
	20—30	То же	28,2		0,133
	30—40	»	26,3	120	0,126
	40—47	»	31,7		0,134

тер, а толща осадков серого цвета с голубоватым или зеленоватым оттенком с включением редких черных и темно-серых примазок имеет восстановленный характер. С удалением от берега в глубь океана (см. фиг. 2) хорошо прослеживается увеличение мощности окисленного поверхностного слоя от тонкой пленки ст. 59 до 15 см ст. 57 и ослабление восстановительных процессов.

Глинистые осадки ст. 56 темно- и светло-коричневого цвета полностью окислены по всей глубине колонки и практически не содержат карбонатов. Осадки сильно обводнены, влажность в пределах дночерпателя и колонки меняется незначительно (69—73%).

В осадках морей и океанов в результате жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих микроорганизмов и протекания сопряженных химических реакций обнаруживается и накапливается большое число различных восстановленных соединений серы. Основным источником восстановленных форм серы являются сульфаты иловой воды, концентрация которых в иловых водах окисленных осадков океана практически постоянна и близка к содержанию серы сульфатного иона в нормальной воде океана, т. е. 0,09%. Интенсивное протекание сульфатредуцирующего процесса в осадках приводит к резкому уменьшению их содержания в иловых водах.

Сопоставление данных по концентрации сульфатов в иловых водах и общих сульфатов в осадках позволяет рассчитать содержание их в твердой фазе осадков [3]. Следует напомнить, что полученные таким образом данные по содержанию сульфатов в твердой фазе не включают сульфатов барита, поскольку $BaSO_4$ практически нерастворим в разбавленной HCl , которая используется для получения данных по общим сульфатам осадка.

Содержание сульфатов в иловых водах изучаемого профиля, кроме осадков Перуанского желоба (ст. 60-2), близко к их содержанию в нор-

Таблица 1 (продолжение)

сульфатов, %	Восстановленная сера, % на сухое вещество					C _{орг.} %
	на сухое вещество	сульфидная	элементная	пиритная	органичес- кая	ΣS_{H_2S}
Глубина 600 м (11°25 ю. ш., 79°11' з. д.)						
0,217	0,0011	Следы	0,396	0,113	0,510	7,83
0,220	0,0015	0,003	0,290	0,059	0,354	3,90
0,251	0,0006	Не обн.	1,291	0,175	1,467	8,63
0,187	0,0016	0,004	0,869	0,147	1,022	4,95
0,150	0,0008	0,002	1,184	0,545	1,732	5,40
0,227	0,0027	0,003	0,612	0,238	0,856	10,50
0,162	0,0020	0,002	0,406	0,174	0,584	6,67
0,092	0,0017	0,002	0,776	0,190	0,970	3,40
0,088	0,0011	Не обн.	0,436	0,167	0,604	4,40
Глубина 2225 м (11°07' ю. ш., 78°41' з. д.)						
0,070	Не обн.	0,004	0,036	0,025	0,065	1,65
0,056	0,0004	0,007	0,343	0,023	0,373	0,74
0,052	0,0010	0,007	0,417	0,027	0,452	0,63
0,045	0,0008	0,007	0,422	0,025	0,455	0,60
0,062	0,0011	0,004	0,410	0,036	0,451	1,36

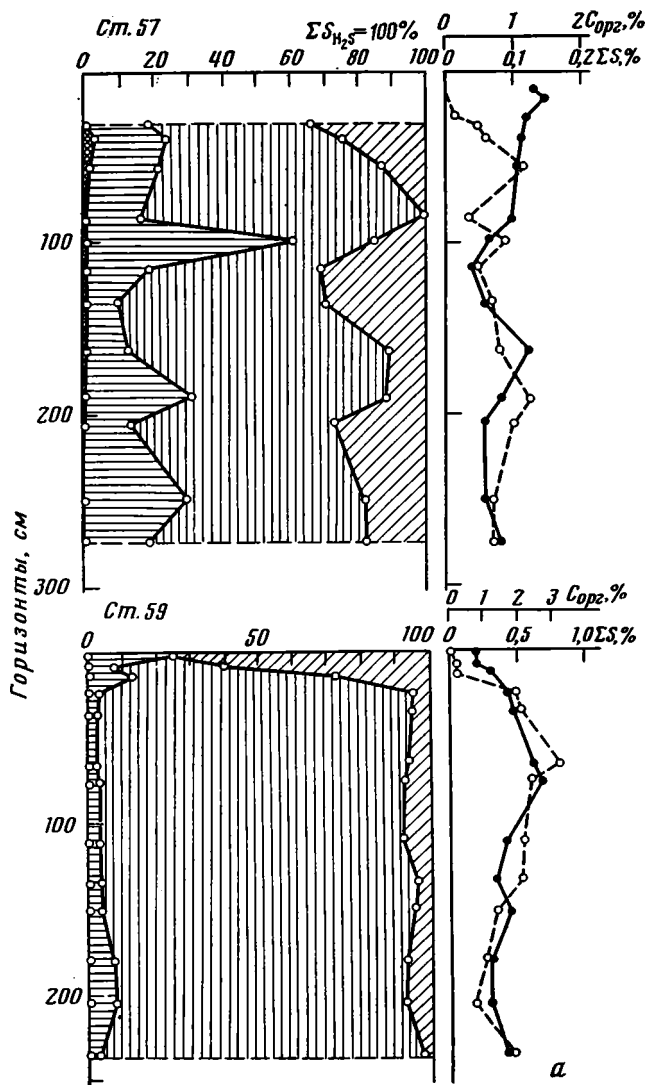
мальной морской воде. В некоторых горизонтах осадков шельфа и материкового склона Перу уменьшение сульфатов в иловых водах только намечается (до 0,078%), однако закономерного уменьшения их с глубиной мы не обнаружили. В осадках осевой части желоба (ст. 60-2) ниже гор. 60—70 см можно заметить закономерное и постепенное уменьшение содержания сульфатов в иловых водах (до 0,059% на гор. 200—209 см, ст. 60-2). Причины разного характера распределения сульфатов в иловых водах по вертикали восстановленных осадков следует искать в сопоставлении интенсивности бактериальной сульфатредукции с абсолютными скоростями осадконакопления для верхних частей колонок осадков и в изменении сульфатредукции по вертикали осадков.

Низкие концентрации сульфатов в твердой фазе наблюдаются в осадках Перуанского желоба (в среднем 0,019%). Среднее содержание сульфатов в твердой фазе осадков составляет 0,051%, что близко к ранее сделанным оценкам для глинистых окисленных и восстановленных осадков океана (0,06%).

Соединения восстановленной серы в твердой фазе осадков присутствуют в виде кислоторастворимых сульфидов — гидротроилита, маккиновита, грейгита и дисульфидов — в основном пирита. Эта так называемые сульфидные и пиритная формы серы. В осадках также присутствует элементная и органическая сера, последняя входит в состав органического вещества.

Сумма восстановленных форм серы (сульфидной, элементной, пиритной, органической) — производных бактериального сероводорода (ΣS_{H_2S}) характеризует емкость и в некоторых случаях (отсутствие свободного H_2S) интенсивность бактериального процесса восстановления сульфатов в осадках.

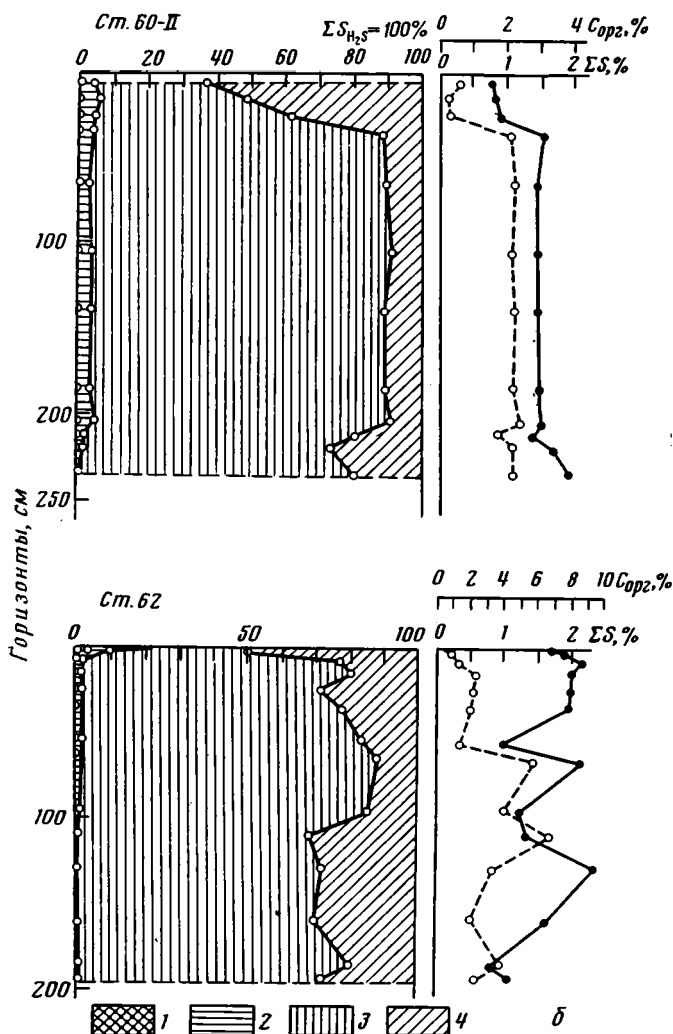
Формы серы в составе твердой фазы распределены в осадках изучае-



Фиг. 3, а

мого профиля неравномерно. Общие закономерности распределения суммы восстановленных форм — производных H_2S показана на фиг. 2. Величина $\sum S_{H_2S}$ изменяется как в латеральном направлении, так и в вертикальном. Исключением являются осадки ст. 61, в которых даже поверхностный слой содержит 0,68% восстановленной серы, на остальных станциях в верхних горизонтах наблюдается постепенное накопление $\sum S_{H_2S}$ с глубиной.

Свободный сероводород в составе иловых вод восстановленных осадков шельфа, склона и желоба появляется на различных горизонтах. Глубина появления свободного сероводорода изменяется от 10 см на ст. 65 до 60 см на ст. 62 (на ст. 60 и 61 она составляет соответственно 30 и 15 см), ниже указанных горизонтов на этих станциях он присутствует до конца колонок. Однако количество его невелико и во всех случаях не превышает 0,1 мг/л иловой воды. Появление свободного H_2S в осадках — свидетельство своеобразного насыщения осадков сероводородом, прекращения или резкого замедления взаимодействия H_2S с реакционноспособными формами железа [5, 8]. Появление свободного сероводорода в толще восстановленных осадков, с другой стороны, свидетельствует о продолжающемся процессе бактериальной сульфатредукции.



Фиг. 3. Распределение восстановленной (ΣS_{H_2S}) углерода органического вещества и содержание отдельных форм серы в составе ΣS_{H_2S} в колонках осадков
1 — сульфидная; 2 — элементарная; 3 — пиритная; 4 — органическая

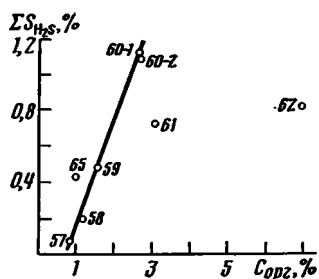
Осадки краевой части ложа океана (ст. 59—57) не содержат свободного H_2S .

Из данных табл. 1 и фиг. 2 видно, что колебания величины ΣS_{H_2S} в осадках шельфа материкового склона и желоба, содержащих свободный H_2S , определяются в основном изменениями содержания серы пирита, т. е. связаны с содержанием в осадках $Fe_{\text{реакц.}}$.

Фигура 2 показывает накопление ΣS_{H_2S} в осадках и позволяет судить о закономерностях латеральной изменчивости процесса сульфатредукции. Зона интенсивного восстановительного процесса в пределах шельфа, материкового склона и ложа желоба совпадает с зоной максимального содержания в осадках органического вещества.

С переходом к осадкам краевой части ложа океана интенсивность сульфатредуцирующего процесса ослабевает. Еще далее от континента исчезает не только восстановленная сера, но отсутствуют проявления восстановительных процессов в осадках (ст. 56) вообще.

С уменьшением $C_{орг}$ связана и вертикальная изменчивость содержания восстановленной серы в осадках краевой части ложа океана. Сульфатредуцирующий процесс в этих осадках начинается под поверхностной окисленной пленкой, постепенно развивается, что сопровождается накоплением соединений восстановленной серы в осадках, но ниже какого-то горизонта накопление восстановленной серы прекращается. Это свидетельствует либо о полном прекращении бактериального восстановления сульфатов, либо о резком падении интенсивности этого процесса.



Фиг. 4. Соотношения между средними концентрациями $C_{орг}$ и ΣS_{H_2S} в колонках изучаемых осадков (для ΣS_{H_2S} данные определялись ниже глубины стабилизации в колонках). Цифры у точек — номера станций

Из данных фиг. 3, где показано распределение форм серы и органического вещества по глубине колонок осадков ст. 57, 59, 60-2, 62 видно, что ниже верхних горизонтов (0—25 см) закономерного нарастания ΣS_{H_2S} не происходит, но при неравномерном содержании органического вещества в толще осадков наблюдаются порой значительные колебания в содержании ΣS_{H_2S} , иногда достаточно близко совпадающие с изменением $C_{орг}$ по вертикали (ст. 59).

Известно [7], что накопление производных сероводорода в осадках ложа океана в присутствии избытка реакционноспособного железа определяется емкостью процесса сульфатредукции в активном слое его протекания. Поэтому ниже этой зоны целесообразно при оценке восстановленных форм серы использовать только данные по величине ΣS_{H_2S} , которая практически стабилизируется.

В целом характер распределения суммарного содержания восстановленной серы в осадках Перуанского профиля подобен ранее изученным и описанным профилям у побережья Японии и Мексики [7], в Сомалийской [10] и Аравийской [4] котловинах Индийского океана, в Атлантическом океане [17].

На фиг. 4 сопоставлены средние содержания $C_{орг}$ и ΣS_{H_2S} для исследованных колонок осадков по данным табл. 1. Как видно из фиг. 4, между содержаниями $C_{орг}$ и восстановленной серы имеется практически прямая зависимость для пяти колонок. Отклонения наблюдаются в сторону завышения величины ΣS_{H_2S} для ст. 65, на которой современные осадки отсутствуют. Занижение величины ΣS_{H_2S} характерны для осадков ст. 61, и оно особенно велико для ст. 62, имеющей максимальное из изученных осадков содержание $C_{орг}$. Аналогичные данные были известны ранее, и причины занижения величины ΣS_{H_2S} при высоких концентрациях $C_{орг}$ в осадках объяснялись дефицитом $Fe_{реакц}$ в осадках и насыщением их бактериальным сероводородом [2, 7].

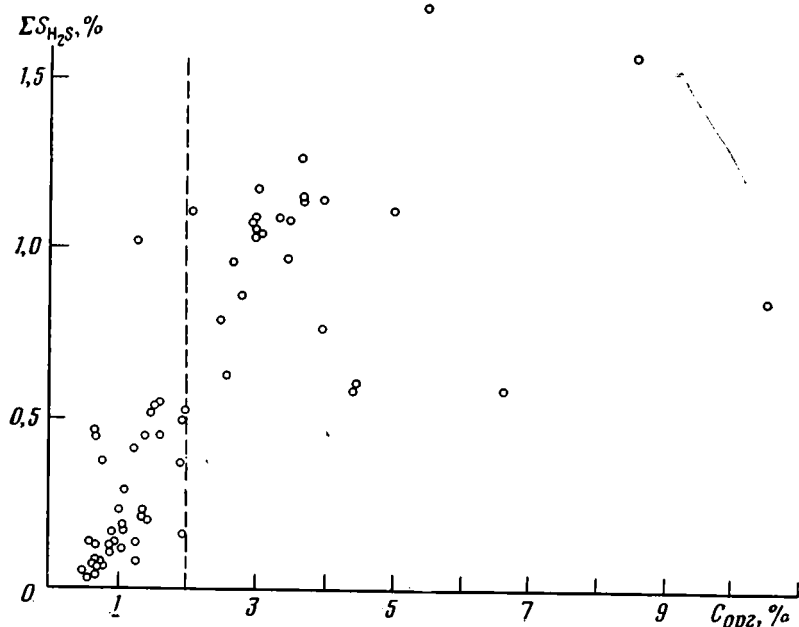
Более детальную информацию о взаимосвязи концентраций $C_{орг}$ и ΣS_{H_2S} в изученных осадках дает график на фиг. 5, где сопоставлены данные по отдельным пробам колонок ниже горизонта стабилизации содержания восстановленной серы в осадках. Из нее видна достаточно хорошая зависимость между этими величинами, что и подтверждается

Коэффициенты корреляции (r) между $C_{орг}$ и $\sum S_{H_2S}$ при разных содержаниях органического вещества в осадках

Интервал содержания $C_{орг}$, %	Число проб	r	Интервал содержания $C_{орг}$, %	Число проб	r
Все пробы (0,48—10,50)	62	0,83	>2,0	26	0,26
<2,0	36	0,75	>3,0	15	0,12
<4,0	55	0,94	2,0—4,0	19	-0,23

достаточно высокой величиной коэффициента парной корреляции (r), равной 0,83 (табл. 2).

Достаточно большое число проб позволяет детально изучить взаимосвязь органического вещества и восстановленной серы в осадках про-



Фиг. 5. Соотношение между $C_{орг}$ и $\sum S_{H_2S}$ в отдельных пробах осадков (для горизонтов ниже глубины стабилизации $\sum S_{H_2S}$ в осадках)

филя. Из данных табл. 2 видно, что хорошая корреляция между содержаниями $C_{орг}$ и $\sum S_{H_2S}$ в осадках наблюдается при содержании $C_{орг} < 2,0\%$ и даже $< 4,0\%$. При высоком содержании органического вещества в осадках взаимосвязь между $C_{орг}$ и $\sum S_{H_2S}$ нарушается, так как выборки проб с содержанием $C_{орг} > 2,0\%$, $> 3,0\%$ и от 2,0 до 4,0% показывают отсутствие корреляции между этими генетически связанными величинами.

Материал, полученный для осадков изучаемого Перуанского профиля (табл. 1), позволяет отметить некоторые новые черты в составе $\sum S_{H_2S}$, поскольку только здесь частота отбора проб в некоторых изученных колонках дает возможность уверенно говорить о закономерностях состава и определяющих его биогеохимических процессах. Это в первую очередь относится к верхним горизонтам станций, где пробы были отобраны из дночерпателя.

По данным табл. 1 восстановленные формы серы в изученных пробах осадков изменяются в следующих пределах (в процентах на сухое вещество): сульфидная сера — необн. — 0,036%; элементная — необн. — 0,075%; пиритная — следы — 1,291%; органическая — следы — 0,545%. Как и в большинстве восстановленных осадков океана, в изученных пробах минимальное содержание имеет сульфидная сера. Наиболее часто встречаемые концентрации ее в пробах составляют десятичные доли процента, реже — начальные тысячные. Содержание другой промежуточной формы — элементной серы обычно на порядок больше, но, как и у сульфидной серы, для нее отсутствуют какие-либо определенные закономерности в распределении по вертикали отложений. Пиритная сера — основная и устойчивая форма восстановленной серы в донных отложениях морей и океана, по вертикали осадков изменяется достаточно динамично и закономерно. Поскольку пиритная сера составляет в большинстве проб основу $\sum S_{H_2S}$, закономерности изменения ее по вертикали колонок и по простиранию профиля совпадают с описанными выше для суммы восстановленных форм серы. Наиболее интересные результаты получены в настоящей работе по распределению органической серы — второй по значению устойчивой формы восстановленной серы в осадках. Прежде всего обращает внимание высокое содержание органической серы в колонках осадков станций 61, 62 и 60, т. е. тех станций, где резко повышено содержание $C_{орг}$. Наибольшее содержание $S_{орг}$ в осадках 0,545% (ст. 62, гор. 105—115 см) максимально из имеющихся к настоящему времени аналогов современных осадков. Наиболее общими чертами распределения органической серы в осадках профиля являются рост содержания ее с ростом содержания $\sum S_{H_2S}$ (т. е. с интенсивностью и емкостью восстановительного процесса) и с повышением концентрации $C_{орг}$. Это понятно, поскольку органические производные восстановленной серы образуются в результате взаимодействия элементной серы (продукта окисления бактериального H_2S) с органическим веществом на определенной стадии метаморфизации последнего [14]. Неудивительно поэтому, что в изученных осадках (74 пробы) наблюдаются высокие коэффициенты парной корреляции между этими компонентами осадков. Для пары $S_{орг} - C_{орг}$ $r=0,78$, для $S_{орг} - \sum S_{H_2S}$ $r=0,89$. Пересчет данных табл. 1 показывает, что содержание органической серы в органическом веществе осадков краевой части ложа (ст. 57—59) колеблется около 1—2%, в то время как в осадках шельфа, материкового склона и дна желоба органическое вещество содержит иногда до 5—6% органической серы в своем составе.

Рассматривая распределение органической серы по вертикали отдельных колонок (табл. 1), можно заметить, что в осадках краевой части ложа океана (ст. 57, 58) практически невозможно заметить каких-либо закономерных изменений содержания $S_{орг}$. Оно изменяется сравнительно хаотично и колеблется от 0,01 до 0,03%, как, впрочем, и содержание $C_{орг}$ и $\sum S_{H_2S}$. То же можно было сказать и о ст. 59, если бы не максимум $S_{орг}$ в пачке осадков 30—115 см, совпадающий с повышением содержания $C_{орг}$ и $\sum S_{H_2S}$.

Все это позволяет сделать вывод, что органические производные восстановленной серы формируются в самом верхнем слое восстановленных осадков, на начальном этапе сульфатредуцирующего процесса, выше и независимо от горизонта стабилизации содержания S пирита в осадках. С развитием процесса образования сероводорода и с началом роста содержания S пирита, содержание $S_{орг}$ практически не меняется.

К аналогичным выводам приводит рассмотрение распределения органической серы в верхней пачке сильно восстановленных и обогащенных органическим веществом осадков ст. 60-1, 60-2, 61, 62 (табл. 1). Правда в осадках ст. 60-1 и 60-2, начиная с горизонта 30 см, содержание органической серы значительно повышается, но это связано с рез-

ким увеличением концентрации $S_{орг}$ и потому не свидетельствует о продолжающемся в толще осадков процессе образования $S_{орг}$. Доказательства этого мы находим, если рассмотрим распределение $S_{орг}$ в колонке ст. 62, которая характеризуется сравнительно ровным и высоким содержанием $S_{орг}$ в пределах дночерпателя и в верхнем (до 40 см) слое колонки. В осадках этой станции в пределах верхней пачки отсутствует закономерный рост содержания $S_{орг}$ по вертикали при заметном росте S пирита (см. данные по дночерпательным пробам, табл. 1, ст. 62). Здесь содержание $S_{орг}$ колеблется в пределах 0,08—0,11% при закономерном возрастании S пирита с 0,17 до 0,53—0,57% от поверхности осадка до горизонта 30—40 см.

Таким образом, как в осадках краевой части ложа океана, так и в сильно восстановленных осадках шельфа, материкового склона и дна желоба основная масса органической серы формируется в самых верхних горизонтах восстановленных осадков с началом процесса сульфат-редукции.

Ценную информацию о механизме происходящих процессов дают данные фиг. 3, где показан состав восстановленных форм серы (в % от $\sum S_{H_2S}$) и изменения его по вертикали некоторых колонок.

В краевой пелагической станции восстановленных осадков (ст. 57) на фоне слабого восстановительного процесса и низкого содержания

$\sum S_{H_2S}$ (около 0,1% S) наблюдаются незакономерные колебания в составе восстановленной серы. Хотя на большинстве горизонтов пиритная сера является основной формой и составляет от 50 до 80% $\sum S_{H_2S}$, в некоторых пробах ее относительное содержание падает до 24%. По всей длине колонки наблюдаются значительные, хотя и переменные, относительные содержания S^0 и $S_{орг}$. Как видно из фиг. 3, в этих осадках отсутствуют закономерные изменения состава $\sum S_{H_2S}$ с глубиной, что по-

зволяет говорить, что в толще отложений наследуется состав $\sum S_{H_2S}$, сложившийся в верхних горизонтах восстановленной толщи отложений.

Характер изменения состава $\sum S_{H_2S}$ с глубиной на станциях 59 и 60 имеет общие черты, несмотря на существенное различие в содержании суммы восстановленной серы и органического вещества. Кроме того, осадки желоба, как указано выше, с гор. 30—40 см содержат свободный H_2S , а на ст. 59 он не обнаружен. Как видно из фиг. 3, ниже горизонтов 20—40 см в обеих колонках соотношения между восстановленными формами серы стабилизируются и сохраняются практически постоянными (за исключением нижних горизонтов ст. 60-2, ниже 200 см, на чем мы остановимся дальше). Обращает внимание одинаковый характер изменения $S_{орг}$ в верхней части обеих колонок. В зоне стабилизации состава

$\sum S_{H_2S}$ в осадках обеих колонок основной формой серы является S пиритная, которая составляет 85—93% $\sum S_{H_2S}$. Нужно заметить, что именно такой стабильный состав $\sum S_{H_2S}$ характерен для большинства изученных ранее восстановленных осадков [2, 7].

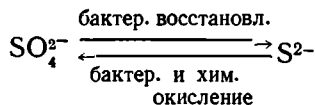
Изменение состава $\sum S_{H_2S}$ в осадках ст. 62, характеризующихся максимальным (из полученных колонок) содержанием органического вещества, очень специфично. Верхняя часть колонки до горизонта 60—70 см (здесь появляется свободный H_2S) по характеру изменения соотношений между элементной, пиритной и органической серой аналогична со ст. 59, 60-1, 60-2. Однако нижняя пачка осадков ст. 62 показывает новый рост относительного (и абсолютного по табл. 1) содержания органической серы. Причем доля элементной серы ниже гор. 10 см по всей длине этой колонки $< 1\%$ (не обн. — 0,8%). Сравнение характера распределения относительного содержания $S_{орг}$ в составе $\sum S_{H_2S}$, абсолютного содер-

жания восстановленной серы и органического вещества показывает отсутствие каких бы то ни было корреляций между этими показателями.

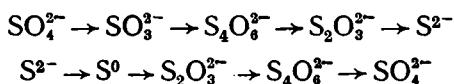
Как следует из данных табл. 1 и наглядно показано на фиг. 3, в верхнем горизонте восстановленных осадков, где процесс бактериальной сульфатредукции только начинается, элементная и органическая сера в сумме всегда преобладают над пиритной серой. С погружением в толщу осадков, с ростом содержания общей восстановленной серы ($\sum S_{H_2S}$), который происходит главным образом за счет увеличения содержания S пирита, относительная роль S^0 и $S_{орг}$ в составе $\sum S_{H_2S}$ уменьшается.

Таким образом, относительное обеднение состава $\sum S_{H_2S}$ элементной и органической серой в верхней пачке восстановленных осадков имеет пассивный характер, так как происходит при практически неизменном их содержании за счет роста содержания пиритной серы.

Описанные изменения состава $\sum S_{H_2S}$ происходят вплоть до горизонта стабилизации $\sum S_{H_2S}$, до горизонта появления свободного H_2S в осадках, если он обнаруживался, до прекращения роста S пиритной и насыщения $Fe_{реакц}$ бактериальным сероводородом. Ранее было показано, что верхняя пачка восстановленных осадков до горизонта стабилизации содержания $\sum S_{H_2S}$ и ее состава представляет собой открытую систему, в которой от поверхности дна и контакта с кислородсодержащей наддонной водой до горизонта появления свободного H_2S (или стабилизации содержания $\sum S_{H_2S}$) постоянно усиливается восстановленность осадков и ослабляется окислительный процесс [7]. В такой открытой системе реакции восстановления сульфата до сульфида, происходящие только микробиологическим путем, и реакции окисления сероводорода до сульфата, которые могут осуществляться как с участием тионовых микроорганизмов, так и чисто химически, являются обратимыми, т. е.



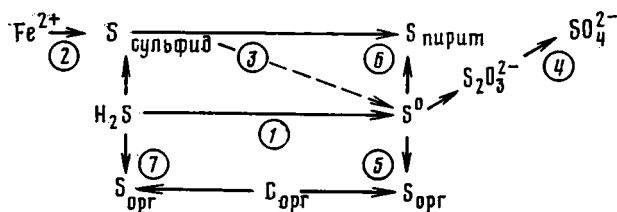
Как процесс бактериальной сульфатредукции, так и окисление сероводородом до сульфита происходят с образованием ряда промежуточных химических соединений и схематически могут быть изображены следующим образом:



Для понимания причин обогащения верхнего слоя восстановленных осадков важно то, что элементная сера может образоваться только как промежуточный продукт окисления сероводорода до сульфата. Кроме того, следует учитывать, что начало бактериального процесса образования происходит вначале в микроочагах на поверхности частиц органического вещества, в то время как иловая вода сохраняет окислительные свойства (поступление кислорода из наддонной воды), а твердая фаза осадков содержит такие окислители сероводорода, как окисное железо (и марганец?).

Поэтому первые порции сероводорода, выделяющиеся в такую среду, практически полностью окисляются до элементной серы и затем до сульфата. В зависимости от условий сульфиды железа в этих осадках либо не успевают образоваться, либо неустойчивы и окисляются также до S^0 . Не зная состава органических производных серы, трудно представить механизм происходящих процессов взаимодействия элементной серы с органическим веществом, однако известно, что органически связанная сера значительно более устойчива в отношении окисления, чем др

гие восстановленные формы ее, включая пирит [3, 14]. Поэтому можно предположить, что элементарная сера, образовавшаяся после окисления сероводорода, частью окисляется до сульфата, частью взаимодействует с органическим веществом с образованием органической серы и остается в свободном состоянии, т. е. на начальном этапе сульфатредукции в открытой системе в первую очередь осуществляются реакции 1, 4, 5 (и, возможно, 2, 3) превращения бактериального H_2S .



Соотношения между образующимися на этом этапе продуктами определяются кинетическими факторами процессов образования сероводорода, окисления его до S^0 , окисления элементарной серы до SO_4^{2-} и взаимодействия ее с органическим веществом (последнее зависит и от концентрации, и от состава органического вещества). Фактические данные по содержанию и вертикальному распределению органической серы (табл. 1, фиг. 3) показывают, что основная масса ее образуется именно в самом верхнем слое восстановленной зоны осадков. Содержание и распределение элементарной серы как формы промежуточной зависит от скорости процессов образования органической серы и окисления до сульфата, которое близ контакта с кислородсодержащей водой должно происходить достаточно интенсивно.

С погружением в толщу отложений и удалением от контакта с наддонной водой интенсивность окисления S^0 до SO_4^{2-} (реакция 4) уменьшается, возрастает общая восстановленность среды осадков и интенсивность сопряженных процессов образования моносulfидов железа и пирита (2 и 6). Судя по соотношению между пиритной и сульфидной серой в осадках, эти процессы достаточно сбалансированы по скорости, что обеспечивается достаточной скоростью образования S^0 , которая необходима для процесса пиритизации по схематической реакции $FeS + S^0 \rightarrow FeS_2$. На этапе интенсивного процесса образования пирита и зоны осадков, где наблюдается интенсивный рост содержания S пирита и Fe пирита, образования заметных количеств органической серы не происходит.

После насыщения реакционноспособного железа сероводородом в сильно восстановленных осадках или замедления (прекращения) его образования в осадках переходной зоны океана с еще большим удалением от поверхности дна и затруднением диффузионного проникновения кислорода система осадков становится закрытой и состав восстановленных форм серы и реакционноспособных форм железа стабилизируется.

В сильновосстановленных осадках с высоким содержанием органического вещества появляется свободный сероводород, что в нижележащих слоях исключает окислительные процессы, и, судя по характеру распределения элементарной серы, прекращается окисление H_2S до S^0 . В этих условиях увеличение содержания органической серы в осадках

и в составе $\sum S_{H_2S}$ возможно только в результате взаимодействия органического вещества (вернее сказать, какой-то его части) со свободным сероводородом или сульфидными ионами (реакция 7). Как следует из фактического материала, для осуществления этой реакции необходимо присутствие свободного сероводорода и высоких концентраций органического вещества в осадках. Этот процесс значительно более медленный, нежели процесс взаимодействия органического вещества с элементарной серой. Фактором, в значительной мере способствующим позднему образованию органической серы, является низкое содержание реакционноспособного железа в осадках, что и наблюдается в описанных разрезах.

Изучение образования и превращения соединений серы в осадках района Перуанского апвеллинга показало, что несмотря на высокое содержание органического вещества и интенсивный процесс сульфатредукции, в изучаемых осадках накопление восстановленных форм серы — производных бактериального сероводорода не превышает ранее известные величины для других районов океана, где содержание органического вещества много ниже. Причина этого — низкие содержания общего и реакционноспособного железа, что, видимо, характерно для осадков океанских апвеллингов и наблюдалось ранее на шельфе Намибии [1].

Литература

1. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978, с. 232.
2. Волков И. И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков. — В кн.: Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 363—413.
3. Волков И. И., Жабина Н. Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 5—27.
4. Волков И. И., Жабина Н. Н., Соколов В. С., Демидова Т. П., Морозов А. А., Пушкина З. В. Соединения серы в осадках Аравийской части Индийского океана. — Геохимия, 1981, № 10, с. 1569—1590.
5. Волков И. И., Пилипчук М. Ф. Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря. — Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 1, с. 66—77.
6. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н. Сера и селен. — В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1979, с. 127—142. Тр. ГИН, вып. 334.
7. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н. Соединения серы в диагенезе осадков трансoкеанского профиля. — В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980, с. 51—69.
8. Волков И. И., Тихомирова А. А. Формы железа в донных отложениях кислородной зоны Черного моря. — Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 4, с. 24—37.
9. Гершанович Д. Е., Горшкова Т. И., Конюхов А. И. Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 63—80.
10. Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Морозов А. А. Соединения серы в Сомалийской котловине Индийского океана. — Геохимия, 1979, № 12, с. 1868—1882.
11. Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Романкевич Е. А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 4, с. 15—27.
12. Логвиненко Н. В., Романкевич Е. А. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили. — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 1, с. 3—16.
13. Мурдмаа И. О., Богданов Ю. А., Серова В. В. Современные осадки зоны Перуано-Чилийского апвеллинга. — В кн.: Геолого-географические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 246—251.
14. Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1953, т. 7, с. 70—90.
15. Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т. 22, с. 139—157.
16. Саидова Х. М. О современных осадках района тихоокеанского побережья Южной Америки. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1971, т. 89, с. 139—145.
17. Hartmann M., Müller P. J., Suess E. and C. H. van der Weijden. Chemistry of Late Quaternary sediments and their interstitial waters from the NW African continental margin. — Meteor. Forsch.-Ergebnisse, 1976, Reihe C. № 24, p. 1—67.
18. Zen E. An. Mineralogy and Petrology of marine bottom sediment samples of the coast of Peru and Chile. — J. Sediment. Petrol. 1959, v. 29, № 4, p. 513—539.
19. Zhabina N. N., Volkov I. I. A method of determination of sea sediments and rocks. — In: Environmental Biogeochemistry and Geomicrobiology. V. 3. Methods, Metals and Assessment. — Ann. Arbor. Mich, 1978, p. 735—746.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
9.XII.1991

УДК 551.35 : 266

**ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ
И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ РАДИОЛЯРИЕВОГО
ПОЯСА (ПОЛИГОН ст. 1936)****СКОРНЯКОВА Н. С., КУРНОСОВ В. В., МУХИНА В. В.,
КРУГЛИКОВА С. Б., РУДАКОВА Л. Н., УШАКОВА М. Г.**

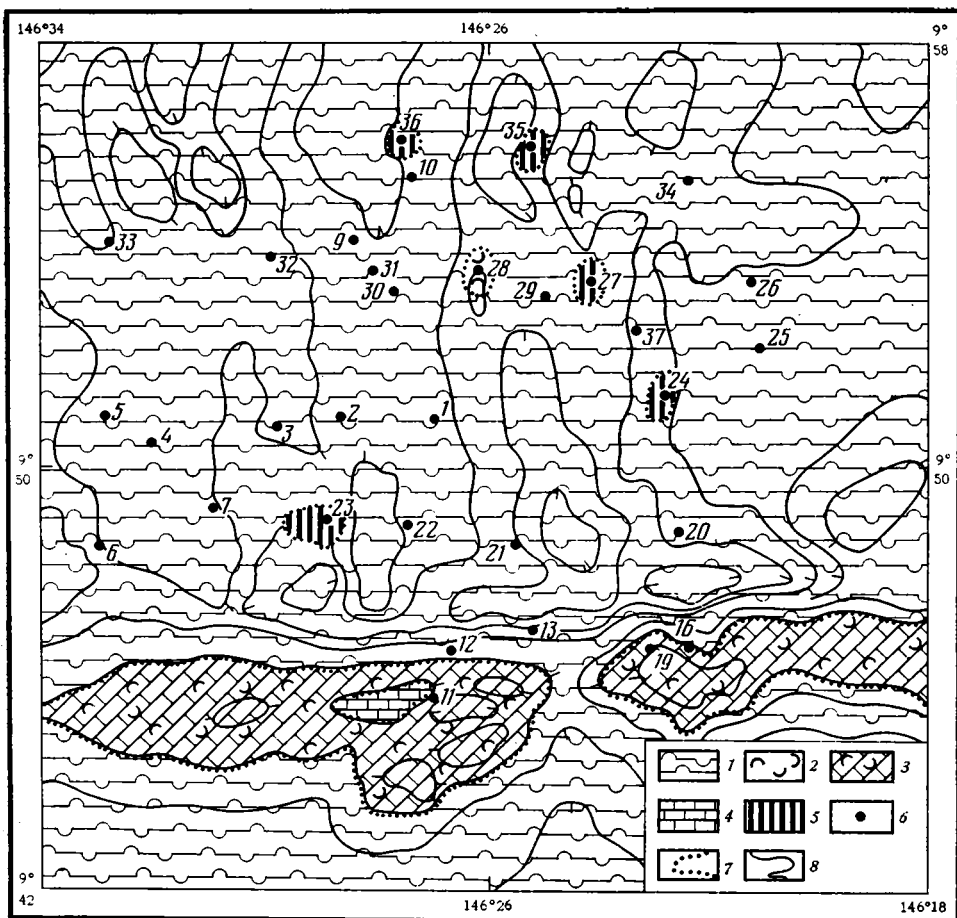
На полигоне ст. 1936, расположенном в радиоляриевом поясе Тихого океана, трубками и дночерпателями вскрыты фрагменты осадочной толщи от олигоцена до верхнего плейстоцена. Разрез представлен (снизу вверх) радиоляриевыми илами олигоцен-миоценового возраста, цеолитовыми глинами раннего миоцена, средне-позднемиоценовыми пелагическими глинами и радиоляриевыми илами позднего миоцена с несогласием перекрытыми позднеплейстоценовыми диатомово-радиоляриевыми илами с железомарганцевыми конкрециями. Основные литофациальные типы осадков полигона, включая пелагические глины, отличаются повышенными значениями $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, величины которого возрастают вниз по разрезу. Избыток кремнезема в пелагических глинах связан с цеолитами, MgO — с аутигенным Al-Mg -гидрокарбонатом — манасеитом (?).

Процессы седиментогенеза в приэкваториальном поясе радиоляриевых илов и их кайнозойская история, несмотря на большое число публикаций, остаются во многом неясными. С одной стороны, повышенная биологическая продуктивность дает основание предполагать здесь интенсивное пелагическое биогенное кремне- и карбонатакопление; с другой — к этой зоне Тихого и Индийского океанов приурочены бесчисленные выходы дочетвертичных осадков и поля железомарганцевых конкреций, свидетельствующие, наоборот, о низких скоростях осадконакопления.

Для понимания этих сложных противоречивых тенденций седиментогенеза необходима постановка детальных геологических исследований на полигонах с применением комплекса литологических, стратиграфических, минералогических и геохимических методов. Одним из примеров использования такого комплекса методов может служить полигон ст. 1936, выполненный в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в пределах радиоляриевого пояса в юго-западной части Северо-Восточной котловины Тихого океана, между зонами разлома Кларион и Клиппертон (координаты буя $9^{\circ}9$ с. ш., $146^{\circ}26$ з. д.) юго-западнее Гавайских островов.

Задача исследования состояла в детальном литолого-стратиграфическом расчленении вскрытого колонками и дночерпательными пробами разреза верхних слоев осадочной толщи и выяснении условий и процессов осадконакопления, в том числе роли придонных течений и аутигенного минералообразования в пелагическом седиментогенезе.

Полигон расположен на пологоволнистой равнине с глубинами 5050—5200 м, обрамленной с юга широтной грядой абиссальных холмов с относительной высотой 500—600 м и минимальными глубинами над их вершинами 4450—4635 м. В пределах равнинной части полигона выделяются спокойные широкие меридиональные поднятия с глубинами 5022—5060 м и разделяющая их пологая меридиональная депрессия с глубинами 5130—5200 м (максимальная 5295 м). В пределах полигона (площадью $22,2 \times 22,2$ км) выполнено 38 геологических станций, из которых на 29 получены дночерпательные пробы, а на пяти колонки осадков (фиг. 1).



Фиг. 1. Распределение литолого-фациальных типов осадков
 1 — кремнисто-глинистый диатомово-радиоляриевый ил (SiO_2 аморф — 10—30%), 2 — глинисто-радиоляриевый ил (SiO_2 аморф 10—30%); 3 — мергелисто-кремнистый диатомово-радиоляриево-кокколито-фораминиферовый ил (CaCO_3 — 30—50%, SiO_2 аморф 10—30%); 4 — известковый кокколито-фораминиферовый ил ($\text{CaCO}_3 > 50\%$); 5 — пелагическая глина; 6 — точки отбора проб; 7 — границы типов осадков; 8 — изобаты

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Осадки полигона исследовались комплексом методов: оптическим, химическим, рентгеновским, электронно-микроскопическим, микропалеонтологическим.

Макро- и микроскопическое описание осадков (в шлифах), гранулометрический анализ, минералогия песчано-алевритовых фракций, силикатные анализы осадков и изучение на сканирующем электронном микроскопе (JSM-U3) выполнено в Институте океанологии АН СССР. Пофракционное исследование осадков (фракции > 1 мкм, 1—10 мкм и > 10 мкм) дифракционным методом проведено в лаборатории Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР. Рентгеновская дифрактометрия осуществлялась на дифрактометре ДРОН 1,5 с CuK_α -излучением, Ni-фильтром, при 40 kv и 22 ma; щели 0,5:1; 1:0,5 мм.

Силикатные анализы сделаны на рентгеноспектральном флуоресцентном приборе VRA — 2 фирмы «Карл Цейсс». Определение возраста осадков по диатомеям, радиоляриям и кокколитам выполнено в Институте океанологии АН СССР.

На поверхности дна равнинной части полигона залегают кремнисто-глинистые диатомово-радиоляриевые илы (фиг. 1). Это мягкие, пятнистые серовато-коричневые пелитовые илы (фракция $<0,01$ мм 86—92%) с пятнами и линзами палевого цвета. Песчано-алевритовая фракция этих осадков практически целиком сложена биогенными кремнистыми остатками: диатомеями и радиоляриями с значительной примесью спикул губок. На глубинах менее 4750—4800 м на поверхности абиссальных холмов они фациально сменяются мергелисто-кремнистыми диатомово-радиоляриево-кокколито-фораминиферовыми илами.

Возраст поверхностных кремнисто-глинистых и мергелисто-кремнистых илов, вскрытых трубками и дночерпателями, по флоре диатомей датируется как позднелайстоценовый (меньше 0,7 млн. лет).

В колонке ст. 13 (9°47 с. ш., 146°25 ю. ш. 5182 м), вскрывшей наиболее полный разрез плейстоценовых осадков, диатомеи присутствуют в интервале 0—63 см (фиг. 2). Комплекс диатомей представлен в основном современными видами, характерными для планктона тропической области Тихого океана: *Coscinodiscus nodulifer* A. S., *C. africanus* (W. Smith) Janisch, *C. crenulatus* Grun., *Rhizosolenia bergonii* Perag., *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Planktoniella sol* (Wall.) Schutt, *Pseudoenotia doliolus* (Wall.), Grun., *Roperia tessellata* (Roper.) Grun., *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendey, *Nitzschia marina* Grun., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Asteromphalus hiltonianus* (Grev.) Ralfs. В интервале 25—63 см в комплексе присутствуют также диатомеи, не характерные для современного планктона: *Coscinodiscus pseudoincertus* Kazarina, *Nitzschia reinholdii* Капая, *Thalassiosira leptopus* v. *elliptica* Barron. Видовой состав диатомей дает возможность оценить возраст вмещающих их осадков как плейстоценовый — моложе 0,7 млн. лет.

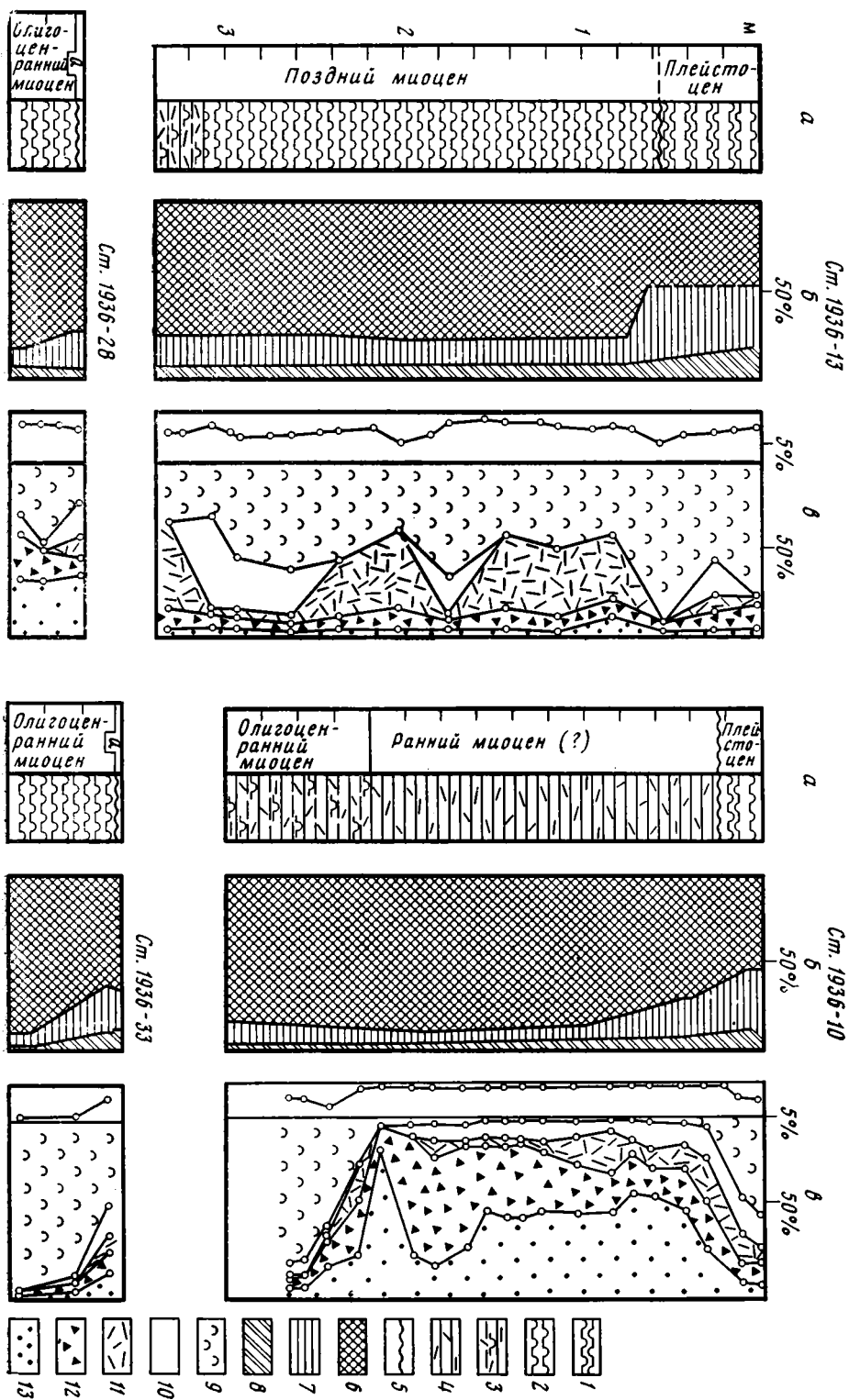
Таким образом, данные диатомового анализа позволяют датировать кремнисто-глинистые диатомово-радиоляриевые илы колонки ст. 13 на горизонте 0—63 см как позднелайстоценовые, соответствующие зоне *Pseudoenotia doliolus*.

Плейстоценовый возраст этой пачки осадков подтверждается и составом радиолярий, представленных в интервале 36—63 см *Lithomitra arachnea* (Ehr.), *Artostrobos annulatus* (Bailey), *Tetrapyle quadriloba* Hck. gr., *Lophophaena boldirae* Petrushevskaya, *Dictyophimus platycephalus* (Hck.), *Peromelissa phalacra* (Hck.), *Trisulcus borealis* (Ehr.), *Lophophaena hispida* (Ehr.), а выше, в слое 0—35 см, *Carpocanium nigirinae* Kruglikova, *Euchitonia elegans* (Ehr.), *Panartus tetrathalamus* Hck.

По данным палеомагнитных исследований, выполненных в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ ДВНЦ АН СССР Т. И. Линьковой, верхняя пачка осадков колонки ст. 13 мощностью 63 см соответствует палеомагнитной эпохе Брюнес.

Сходные с колонкой 13 комплексы диатомей и радиолярий были обнаружены в верхних горизонтах колонок 10, 28 и 33 и в поверхностных горизонтах, а иногда и в целых монолитах дночерпательных проб.

Для датировки кремнисто-мергелистых илов абиссальных холмов использованы также данные по нанопланктону. Так, в дночерпателе ст. 11 в монолите мощностью 16 см установлен комплекс диатомей и радиолярий плейстоценового возраста. Плейстоценовый возраст осадков подтвержден и видовым составом кокколитов, представленных: *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner, *Cyclococcolithus leptoporus* (Murray, Blackman) Kamptner, *Ceratolithus cristatus* Kamptner, *Pseudoemiliana lacunosa* (Kamptner) Gartner. На горизонте 14—16 см в составе нанопланктона отмечено преобладание мелких форм рода *Gephyrocapsa*, позволяющего датировать верхние горизонты осадка (0—14 см) моложе 0,92 млн. лет. Здесь же встречено массовое количество переотложенных видов дискоастер олигоценного возраста: *Discoaster woodringi* Bramlette, Riedel; *D. ehrenbergi* Tan Sin Hok.



Мощность верхнеплейстоценовых осадков, вскрытых дночерпателями и трубками, колеблется от 1 до 63 см, при этом повышенные значения мощностей >20 см приурочены к осевой части меридиональной депрессии, а максимальные величины встречены у подножия абиссальных холмов (ст. 13). В пределах валлообразных поднятий западной и восточной части полигона мощности не превышают 10 см (обычно 1—5 см, фиг. 3).

В равнинной части полигона кремнисто-глинистые илы на склонах меридиональной депрессии фациально сменяются участками размыва или неотложения. Здесь на поверхности обнажаются плотные древние пелагические глины (ст. 23, 24, 27, 36, см. фиг. 1 и 3) и радиоляриевые осадки (ст. 28, 35). Обнаженная поверхность глин нередко имеет ноздреватый характер, связанный с деятельностью илоедов, и участками покрыта налетом или корочками гидроокислов железа и марганца. Свидетельством размыва и переотложения в пределах полигона служат находки в составе верхнеплейстоценовых кремнисто-глинистых илов единичных экземпляров палеогеновых диатомей и радиолярий эоцен-олигоценного возраста.

Под маломощным слоем верхнеплейстоценовых диатомово-радиоляриевых илов трубками и дночерпателями вскрыты радиоляриевые илы и пелагические глины миоценового возраста.

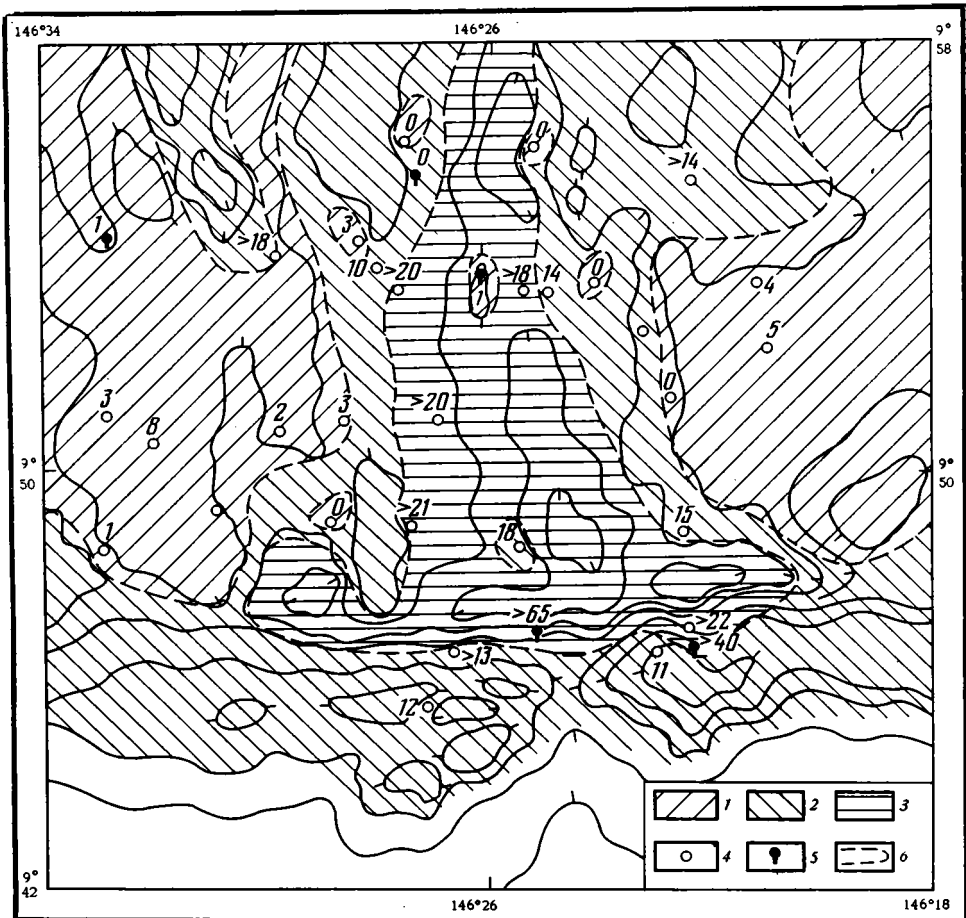
Так, в колонке ст. 13 под 63-сантиметровым слоем мягких кремнисто-глинистых илов залегают довольно плотные темно-коричневые, с желтовато-коричневыми пятнами и кольцами радиоляриевые илы, обогащенные детритом (особенно в слое 63—180 см), реже целыми раковинками радиолярий. Содержание SiO_2 аморф в радиоляриевых илах колеблется от 10 до 23%. В алевритовой фракции этих осадков кроме детрита радиолярий постоянно присутствуют микроконкреции, цеолиты, барит, костные остатки, количество которых возрастает с уменьшением биогенного кремнезема (фиг. 2).

В составе радиоляриевых илов колонки ст. 13 в слое 63—305 см установлен комплекс радиолярий позднего миоцена зоны *Ommatartus antepenultimus*: *Stichocorys peregrina* (Riedel), *S. delmontensis* (Camp. et Clark), *Ommatartus antepenultimus* Riedel et Sanfilippo, *O. hughesi* (Camp. et Clark), *Larcospira moschkovski* Kruglikova, *Lychnocanium grande* (Camp. et Clark), многочисленные *Collosphaerida*, *Ommatartus laticonus* Riedel и др. Наряду с позднемиоценовым комплексом в составе осадков постоянно присутствует значительное количество переотложенных радиолярий среднеэоценового и олигоцен-раннемиоценового возраста: *Cycladophora hispida* (Ehr.), *Lithocyclia aristoteli* Ehr., *Periphaena decora* Ehr., *Thyrsocyrtis triacantha* Ehr., *Theocapme mongolfieri* Ehr., *T. armadillo* Ehr., *Theocyrtis tuberosa* Riedel, *T. annosa* Riedel, *Rhodospyrus* sp., *Lychnocanomma elongata* (Vinassa), *Aptostrobilus praetabulatus*, *Petrushevskaya* и др.

На горизонте 310 см радиоляриевые илы сменяются красновато-коричневыми пелагическими глинами, обогащенными филлипситом с небольшой примесью крупнопористых обломков, реже целых форм радиолярий. В их составе преобладают коллосфериды, среди которых наиболее часто встречаются *Otosphaera* sp. Большое количество колониальных радиолярий типично для отложений среднего — верхнего миоцена, однако каких-либо видов-индексов, позволяющих уверенно датировать интервал осадков 325—305 см, не обнаружено.

Фиг. 2. Литолого-фациальные разрезы колонок полигона ст. 1936

а — литофациальные типы осадков: 1 — кремнисто-глинистые диатомово-радиоляриевые илы (SiO_2 аморф 10—30%); 2 — глинисто-радиоляриевые илы (SiO_2 аморф 10—30%); 3 — пелагические глины с цеолитами и детритом радиолярий; 4 — цеолитовые глины; 5 — несогласие. б — содержание глинистых минералов: 6 — Fe-сметтит; 7 — гидрослюда; 8 — хлорит. в — содержание фракции $>0,05$ мм (%) и минеральный состав легкой фракции крупного алеврита: 9 — биогенные кремнистые остатки; 10 — глинистые и глинисто-цеолитовые агрегаты; 11 — цеолиты; 12 — костные остатки; 13 — микроконкреции



Фиг. 3. Схема мощностей верхнечетвертичных осадков
1 — <10 см; 2 — 10—20 см; 3 — >20 см; 4, 5 — точки отбора проб: 4 — дночерпательные пробы; 5 — колонки, 6 — изопахиты. Цифрами даны мощности по станциям

Помимо коллосферид в ассоциации радиолярий установлен полный хорошей сохранности комплекс радиолярий среднего эоцена, а также виды олигоценового и раннемиоценового возраста. Среди эоценовых радиолярий наиболее часто встречаются *Theocampe mongolfieri* (Ehr.), *Thyrocystis triacantha* (Ehr.), *T. hirsuta hirsuta* (Krashenninnikov), *Cycladophora hispida* (Ehr.), *Lithochytris vespertilio* Ehr., *Eusyringium fistuligerum* (Ehr.), *E. lagena* (Ehr.), *Podocystis goethaeana* (Hck.), *Periphaena decora* Ehr., *Sethochytris babylonis* (Camp. et Clark).

В составе радиолярий олигоценового возраста обнаружены *Theocystis tuberosa* Riedel, *T. annosa* (Riedel), *Lyncocanomma elongata* (Vinas), *Cycladophora turris* Ehr.

Радиолярии раннего миоцена представлены видами зоны *Calocycletta virginis*: *Calocycletta virginis* (Hck.), немногочисленными *Dorcadospyrus ateuchus* (Ehr.), *D. forcipata* Hck., *Cyrtocapsella cornuta* Hck., единичными *Cannartus mammiferus* (Hck.), *C. tubarius* (Hck.). Часто встречаются оросфериды. Комплекс радиолярий, обнаруженный в интервале 305—325 см, позволяет предположительно датировать возраст пелагических глин как средний — поздний миоцен.

В дночерпательных пробах равнинной части полигона ст. 7, 9, 21, 23, 27 (фиг. 3) верхнеплейстоценовые диатомово-радиоляриевые илы с несогласием залегают прямо на нижнемиоценовых пелагических глинах с филлипситом.

В колонке ст. 10 (9°55 с. ш., 146°27 з. д., гл. 5130 м) верхнеплейстоценовые илы (0—15 см) залегают на размытой неровной поверхности пелагических глин с цеолитами, преимущественно клиноптилолитом. Это

плотные красновато-коричневые глины с пятнами и вертикальными узкими линзами (ходами илоедов) серовато-коричневого и палевого цвета. С гор. 55 см они сменяются очень тонкой (содержание фракции $<0,01$ мм 90—93%) темно-красновато-коричневой цеолитовой глиной, обогащенной пылевидными стяжениями гидроокислов железа и марганца. В сканирующем микроскопе глина имеет ноздреватый гофрированный облик.

Песчано-алевритовая фракция ($>0,05$ мм) этих глин представлена микроконкрециями, костными остатками и цеолитами, количество которых резко возрастает в мелком алеврите и крупном пелите. В низах колонки (см. фиг. 2) на гор. 230—265 см в составе песчано-алевритовой фракции появляются крупноячеистые обломки, иглы, реже целые раковины радиолярий олигоцен-раннемиоценового возраста (см. колонки ст. 28 и 33).

Цеолиты, по данным рентгеновского исследования, во фракции 1 мкм и 1—10 мкм представлены главным образом клиноптилолитом, во фракции >10 мкм преобладает филлипсит.

По материалам бурения в разрезе осадочной толщи океана клиноптилолит обычно проявляется в миоцене, сначала совместно с филлипситом, а затем становится практически единственным массовым цеолитом осадков [13]. Смена состава цеолитов и появление в низах пачки цеолитовых глин олигоцен-раннемиоценовых радиолярий дают основание датировать глины с клиноптилолитом как раннемиоценовые, расположенные стратиграфически ниже пелагических глин, обогащенных филлипситом (в колонке ст. 13).

Сходные по составу раннемиоценовые цеолитовые глины с клиноптилолитом обнаружены в дночерпательных пробах ст. 24 и 36 на самой поверхности, а на ст. 2, 3, 5, 6, 9 — под 1—3-сантиметровым слоем позднеплейстоценовых илов (см. фиг. 3).

Колонки ст. 28 и 33 (см. фиг. 2 и 3) вскрыли фаунистически датированные позднеолигоценные — раннемиоценовые радиоляриевые илы.

В колонке ст. 33 ($9^{\circ}34$ с. ш. $146^{\circ}32$ з. д., гл. 5040 м) верхнеплейстоценовый полужидкий светло-коричневый диатомово-радиоляриевый ил (мощностью 1—5 см) залегает по неровной извилистой границе на плотном, почти черном (до 11 см), ниже темно-коричневом алевритово-пелитовом иле. В верхних горизонтах колонки (до 15 см) отмечены пятна и линзы (ходы илоедов) светло-коричневого диатомово-радиоляриевого ила. Песчано-алевритовая фракция этих осадков почти целиком сложена крупными толстостенными целыми формами и детритом радиолярий, в низах колонки (40—62,5 см) появляются диатомеи. Постоянно присутствуют также спикулы губок, микроконкреции, костные остатки, цеолиты и барит.

В составе радиоляриевых илов (от 1—5 до 62,5 см) встречен смешанный комплекс радиолярий эоцен-раннемиоценового возраста, с численным преобладанием среднеэоценовых видов.

Среднеэоценовые радиолярии представлены: *Lithocyclia ocellus* Ehr., *Theocampe mongolfieri* (Ehr.), *T. armadillo* Ehr., *Thyrsoctis hirsuta hirsuta* (Krasheninnikov), *T. triacantha* (Ehr.), *Podocoryth goetheana* (Hck.), *Spongotractus pachystylus* (Ehr.), *Lithochytris archaia* Riedel et Sanfilippo, *Periphaena decora* Ehr., *Phormocorys embolus* (Ehr.) и др.

Олигоцен-раннемиоценовый возраст радиоляриевых илов установлен по наличию видов: *Dorcadospyrus ateuchus* (Ehr.), *Theocorytis tuberosa* Riedel, *T. annosa* Riedel, *Lychnocanomma elongata*, *Vinassa Centrobotrys petrushevskaya* Riedel et Sandilippo, *Cyclampterium pegetrum* Sanfilippo et Riedel, *Dorcadospyrus forcipata* (Hck.), *Rhodospyrus* sp., *Cyrtocapsella tetrapera* Hck., *Stichocorys delmontensis* (Camp. et Clark).

В низах с гор. 40 см появляются диатомеи олигоценного возраста: *Coscinodiscus vigilans* A. S., *C. marginatus* Ehr., *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehr., *Asterolampra praemarylandica* Jouse, *Cestodiscus mukhinae* Jouse.

В светло-коричневых пятнах и линзах верхних горизонтов колонки (до 19 см) присутствуют диатомеи и радиолярии позднеплейстоценового возраста.

В колонке ст. 28 (9°53,5 с. ш., 146°26 з. д., гл. 5155 м) под тонким слоем (1 см) почти черного диатомово-радиоляриевого ила, обогащенного пылевидными стяжениями гидроокислов Fe и Mn, залегают темно-коричневые с пятнами и линзами светло-коричневого цвета (на горизонте 1—15 см), ниже — однородные пелитовые радиоляриевые илы.

В составе радиолярий встречены довольно многочисленные среднеэсценовые виды. Однако по составу комплекс радиолярий этого возраста значительно беднее, чем в колонке ст. 33, и представлен: *Periphaena decora* Ehr (?), *Lithochytris vespertilio* Ehr., *Thyrsoecyrtis triacantha* Ehr. и др. Наличие в составе осадков большого количества *Spyrida*, а также *Dorcadospyrus ateuchus* (Ehr.), *D. forcipata* (Hck.), *Cyrtocapsella tetrapera* Hck., *Stichocorys delmontensis* (Comp. et Clark), *Theocorys* sp. aff., *T. spongoconum* Kling и др. указывает на олигоцен-раннемиоценовый возраст.

Наиболее древние отложения в пределах полигона встречены в дочерпательной пробе ст. 7 (см. фиг. 1), расположенной у подножия абиссального холма. Здесь под небольшим слоем верхнеплейстоценового диатомового радиоляриевого ила были обнаружены плотные комковатые пелагические глины с клиноптилолитом (миоценовые) и окатыши кокколитового ила. В составе кокколитового ила установлен богатый комплекс нанопланктона олигоценового возраста: *Reticulofenestra bisecta* (Hay) Roth, *Discoaster crassus* Martini, *D. woodringi* Bramlette, Riedel, *D. aulakos* Gartner.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

В табл. 1 и 2 приведен средний химический состав и соотношение окислов в основных литофациальных типах осадков полигона ст. 1936 в сравнении с аналогичными данными по полигону А района «DOMES» и пелагических глин Тихого океана [3]. Все литофациальные типы осадков полигона ст. 1936 характеризуются пониженным по сравнению с пелагическими глинами Тихого океана содержанием Al_2O_3 и повышенным значением отношения SiO_2/Al_2O_3 .

Превышение SiO_2 ($SiO_2 - Al_2O_3 \cdot 3,3$)¹ в диатомово-радиоляриевых (I) и радиоляриевых илах (II и V) против среднего значения для глубоководных глин обусловлено наличием биогенных кремнистых остатков.

Содержание SiO_2 аморф в верхнеплейстоценовых диатомово-радиоляриевых илах 10—16,9, в среднем 13%, в верхнемиоценовых радиоляриевых илах 9—22,6, в среднем 15%, в радиоляриевых илах миоцен-олигоценового возраста 11,6—33—74, в среднем 20%.

Обращает на себя внимание довольно высокое значение SiO_2/Al_2O_3 (4,4—4,93, в среднем 4,56; см. табл. 2) в пелагических глинах (IV), лишенных кремнистых биогенных остатков. Избыточный кремнезем здесь связан, очевидно, с клиноптилолитом.

Осадки полигона ст. 1936 характеризуются повышенным по сравнению с пелагическими глинами [3] значением отношения MgO/Al_2O_3 . Величина этого отношения неуклонно возрастает вниз по разрезу осадочной толщи от плейстоценовых кремнистоглинистых илов к радиоляриевым илам олигоцен-нижнемиоценового возраста (см. табл. 2, I—V). Избыточный MgO ($MgO - 0,2 Al_2O_3$, где 0,2 — величина отношения MgO/Al_2O_3 в пелагических глинах [3]) в цеолитовых глинах (IV) колонки ст. 10 составляет 2,3—3%, в древних радиоляриевых илах (V) 2,3—4,46%.

Повышенное значение MgO/Al_2O_3 (0,22—0,27) для биогенных кремнистых осадков радиоляриевого пояса площади «DOMES» (полигоны А и В) отмечено Бишоффом [3]. Превышение MgO в этих осадках идет параллельно с биогенным кремнеземом. Избыток MgO в осадках площади «DOMES» (полигоны А и В) по данным Д. Ц. Пайпера [8] пол-

¹ 3,3 — среднее значение отношения SiO_2/Al_2O_3 в пелагических глинах [3].

Средний химический состав осадков полигона ст. 1936, площади «DOMES» полигон А и пелагических глин Тихого океана

Окислы	Полигон ст. 1936					«DOMES» полигон А	Пелагические глины **
	I п-19	II п-9	III п-7	IV п-7	V п-4		
	Содержание, %						
SiO ₂ *	54,24	54,59	51,66	50,94	53,09	48,30	54,90
Al ₂ O ₃	12,70	12,00	12,58	11,15	10,14	11,30	16,60
Fe ₂ O ₃	6,69	6,75	6,90	7,32	6,30	5,40	7,70
MgO	3,32	3,36	3,92	4,50	4,78	3,00	3,40
CaO	1,65	2,04	1,98	2,25	2,48	4,70	0,70
Na ₂ O	3,31	3,31	3,50	2,87	2,43	5,50	1,30
K ₂ O	2,55	2,39	2,54	2,22	1,63	2,90	2,70
TiO ₂	0,61	0,51	0,55	0,48	0,41	0,55	0,78
MnO	0,57	0,83	0,86	1,52	1,76	0,50	0,56
П.п.п.	13,44	13,20	14,35	15,70	15,50	14,50	—
Σ	99,08	98,98	98,84	98,95	98,52	96,65	88,64

* Все анализы выполнены Н. В. Туранской в Атлантической лаборатории ИОАН АН СССР.

** Bischoff, Heath, Leinen, 1979 [3].

Примечание. I — диатомово-радиоляриевые илы верхнего плейстоцена, II — радиоляриевые илы верхнего миоцена, III — пелагические глины с филлипситом и детритом радиолярий среднего миоцена (?), IV — цеолитовые глины нижнего миоцена, V — радиоляриевые илы олигоцен-раннемиоценового возраста.

Таблица 2

Среднее отношение окислов в осадках полигона ст. 1936, площади «DOMES» полигон А и пелагических глинах Тихого океана

Отношение окислов	Полигон ст. 1936					«DOMES» полигон А	Пелагические глины
	I*	II	III	IV	V		
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,24	4,54	4,10	4,56	5,22	4,30	3,30
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0,52	0,51	0,55	0,65	0,62	0,48	0,46
MgO/Al ₂ O ₃	0,26	0,28	0,31	0,40	0,47	0,27	0,20
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,20	0,19	0,20	0,20	0,16	0,26	0,16
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,048	0,048	0,042	0,04	0,040	0,05	0,05
MnO/Al ₂ O ₃	0,045	0,069	0,072	0,14	0,17	0,04	0,033

* I—V — см. табл. 1.

ностью выщелачивается в 25%-ной уксусной кислоте. Реакция между Mg²⁺ морской воды и биогенным кремнеземом, по мнению Д. Л. Бишоффа [3], приводит к формированию гидратированных магнезиальных силикатов.

По данным дифрактометрии в осадках полигона ст. 1936 авторами предполагается существование магнезиального гидрокарбоната (Mg₆Al₂CO₃(OH)₁₆·4 H₂O) — манасита(?).

Параллельно с увеличением избыточного Mg в осадках увеличивается содержание MnO (в среднем от 0,57 до 1,76) и величины отношений MnO/Al₂O₃, в меньшей степени Fe₂O₃/Al₂O₃ (см. табл. 2).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Минеральный состав основных литофациальных типов осадков полигона определяется соотношением обломочно-глинистых, биогенных и аутигенных компонентов.

Глинистые минералы представлены смектитом, гидрослюда и хлоритом. Диоктаэдрическая железисто-алюминиевая гидрослюда и хорошо окристаллизованный хлорит составляют основной терригенный фон, на который накладывается аутигенное минералообразование.

Смектит, судя по отражению 060, равному 1,502—1,508, и его полному растворению в 10%-ной HCl при 90°С может быть отнесен к диоктаэдрическому Fe-смектиту. Железистый характер смектита подтверждается и силикатными анализами коллоидной фракции осадков полигона, содержащей 6,01—8,12% Fe₂O₃, 0,52—0,78% FeO (табл. 3).

Химический состав коллоидной фракции осадков полигона ст. 1936

Оксиды	№ станций на полигоне			
	34	13	10	10
	горизонт, см			
	10—14	75—80	100—105	190—195
SiO ₂ *	57,91	55,48	51,81	51,16
TiO ₂	0,69	0,64	0,50	0,54
Al ₂ O ₃	14,39	14,06	13,56	13,41
Fe ₂ O ₃	6,65	6,01	7,55	8,12
FeO	0,65	0,65	0,78	0,52
MnO	0,36	1,20	1,69	1,88
MgO	3,38	4,36	5,10	5,82
CaO	1,66	1,62	1,98	1,49
Na ₂ O	0,93	0,93	0,70	0,75
K ₂ O	2,48	1,65	1,19	1,42
H ₂ O ⁻	4,12	5,90	7,21	7,20
H ₂ O ⁺	7,07	7,68	7,78	7,88
Σ	100,29	100,18	99,85	100,19

* Все анализы выполнены Т. И. Бортиной в лаборатории Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР.

По изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) коллоидной фракции кремнистых диатомово-радиоляриевых осадков полигона площади «DOMES» А и В, Fe-сметиты аутигенного происхождения формируются в раннем диагенезе на контакте вода — осадок [5].

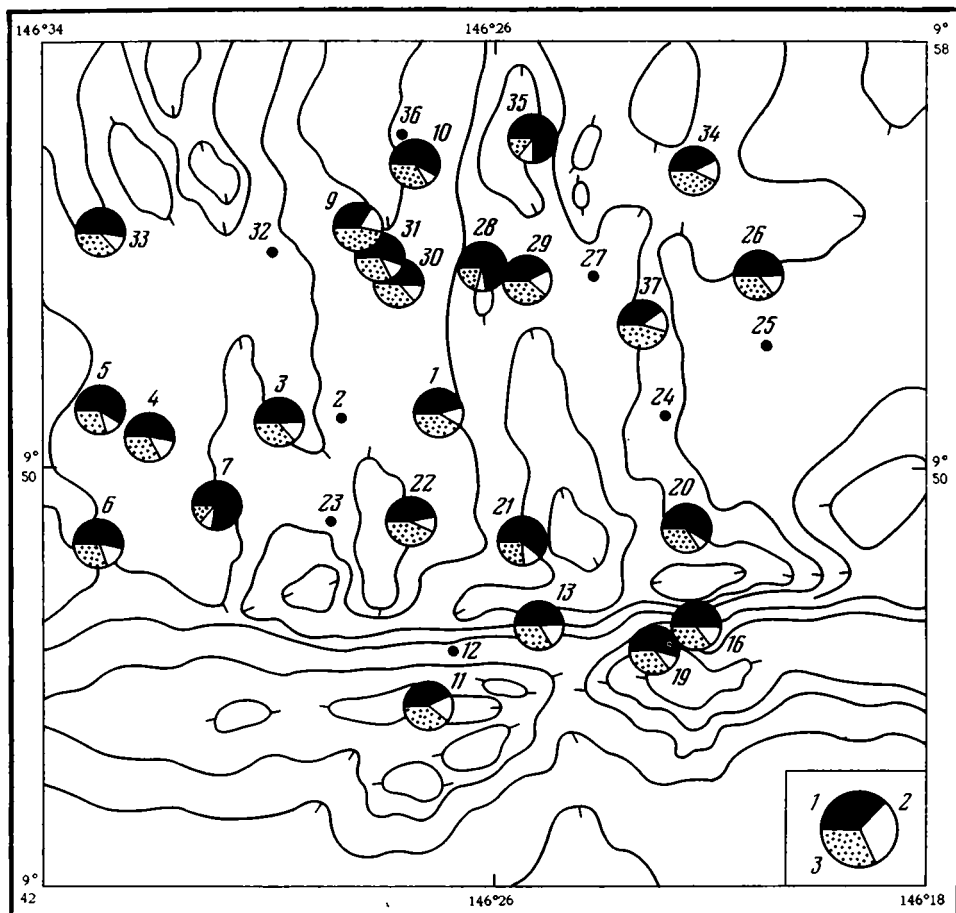
На фиг. 4 показано соотношение глинистых минералов в поверхностном слое осадков полигона ст. 1936. Во фракции <1 мкм верхнеплейстоценовых диатомово-радиоляриевых илов и их мергелистых разностей содержание Fe-сметита колеблется от 33—60%, что составляет более 40% от суммы глинистых минералов. Точки с более высоким содержанием Fe-сметита (72—79%) соответствуют выходам более древних осадков. Содержание гидрослюды колеблется от 27 до 48%, хлорита от 5 до 20% (обычно меньше 15%). Во фракции 1—10 мкм количество гидрослюды (30—57%), количество хлорита иногда несколько возрастает, но и здесь его содержание не превышает 18—19%.

Ниже по разрезу (см. фиг. 2 ст. 13, 10) в миоценовых радиоляриевых илах, пелагических и цеолитовых глинах соотношение глинистых минералов сдвигается в пользу Fe-сметита, количество которого во фракциях <1 мкм и 1—10 мкм изменяется от 70 до 90%.

Сходные величины Fe-сметита встречаются и в радиоляриевых осадках олигоцен-раннемиоценового возраста.

Биогенные компоненты в осадках полигона представлены остатками кремневых и известковых микроорганизмов и костными остатками. Количественное соотношение этих компонентов изменяется как по площади, так и в толще осадков. Кремневые биогенные компоненты составляют от 40 до 95% грубых фракций кремнистых илов. В составе верхнеплейстоценовых илов они представлены целыми экземплярами и детритом диатомей, радиолярий и спикулами губок. В подстилающих верхнемиоценовых кремнистых илах диатомей полностью исчезают, относительно возрастает роль спикул губок. Основная масса кремнистых остатков (39—62% легкой фракции крупного алеврита, см. фиг. 2) представлена детритом, реже целыми формами радиолярий и спикулами губок. Крупные толстостенные радиолярии и спикулы доминируют и в составе радиоляриевых илов олигоцен-раннемиоценового возраста. Вместе с тем вновь появляются диатомей.

В верхнеплейстоценовых мергелистых илах абиссальных холмов полигона основным компонентом крупноалевритовой и песчаной фракций (85—90%) является детрит, реже целые раковины фораминифер, в составе мелкового алеврита и крупного пелита преобладают кокколлиты.



Фиг. 4. Состав глинистых минералов в поверхностном слое осадков полигона
1 — Fe-сметиты; 2 — гидрослюда; 3 — хлорит. Цифрами нанесены номера геологических станций

Кокколиты практически полностью слагают карбонатные осадки олигоценового возраста.

В грубых фракциях всех литофациальных типов осадков присутствуют костные остатки, при этом в пелагических глинах они нередко являются основным компонентом песчано-алевритовой фракции (15—68% легкой фракции крупного алеврита, см. фиг. 2). В шлифах пелагических глин отмечено также присутствие призматических кристаллов и зерен аутигенного апатита размером $<0,05$ мм, сформированного по костным остаткам.

Аутигенные минералы в осадках полигона представлены цеолитами, магниальным гидрокарбонатом (?), баритом, апатитом и железомарганцевыми конкрециями.

Цеолиты и глинисто-цеолитовые агрегаты встречены в кремнистых илах и пелагических глинах, но их количество и состав существенно меняются вниз по разрезу осадочной толщи.

По данным дифрактометрического анализа в пелитовых фракциях (<1 мкм, 1—10 мкм) радиоляриевых илов и пелагических глин постоянно присутствуют цеолиты. В верхнемioценовых радиоляриевых илах и подстилающих пелагических глинах они представлены филлипситом, а в цеолитовых глинах (колонка ст. 1936—10) преимущественно клиноптилолитом. В крупных фракциях всех литофациальных типов осадков от плейстоцена до олигоцена — нижнего миоцена преобладает филлипсит.

Филлипсит встречен в виде полупрозрачных, реже (в пустотах) про-

зрачных пластинчатых кристаллов, размером от 0,01 до 0,1 мм (обычно <0,05 мм), двойников и сферических цеолитово-глинистых агрегатов (>0,05 мм). Кристаллы филлипсита крупноалевритовой размерности приурочены к кремнистым илам (2—50% крупного алеврита, см. фиг. 2), в составе пелагических глин преобладает филлипсит мелкоалевритовой (0,01—0,05 мм) размерности.

Показатель преломления филлипсита 1,474—1,480. Показатель преломления филлипсита из пелагических глин Южной котловины Тихого океана, образованного по базальтовой гиадокластике, 1,498—1,503 [1]. Низкое значение показателей преломления филлипситов с полигона ст. 1936 обусловлено, по-видимому их повышенной кремнистостью. По данным Р. А. Шепарда и др. [12], отношение Si/Al глубокоководных филлипситов изменяется от 2,4 до 2,8, в цеолитах из кремнистых осадков приэкваториальной зоны площади «DOMES» — от 3,37 до 3,88 [5].

Глинисто-цеолитовые агрегаты, по рентгеновским данным, состоят из смектита и филлипсита. При этом в шлифах можно наблюдать все переходы от почти чистых глинистых агрегатов с единичными лейстами цеолитов до хорошо сформированных друз филлипсита.

Количество филлипсита и глинисто-цеолитовых агрегатов в песчано-алевритовых фракциях осадков зависит от количества биогенного кремнезема. С увеличением кремнистых биогенных компонентов (см. фиг. 2, колонка ст. 13) в составе крупноалевритовой фракции падает количество филлипсита и относительно увеличивается доля цеолитово-глинистых агрегатов, и, наоборот, с уменьшением кремнистых остатков возрастает количество филлипсита. Подобная зависимость отражает, по-видимому, снижение скоростей седиментации и формирование филлипсита за счет растворения кремнистых остатков [15].

Клиноптилолит встречен в виде тончайших игольчатых и призматических кристаллов размером 0,002—0,01 мм, пронизывающих всю массу цеолитовой глины раннемиоценового возраста (колонка ст. 10).

Барит в осадках полигона присутствует в виде таблитчатых, часто зональных кристаллов размером от 0,03 до 0,1 мм с пылевидными включениями. Он встречен почти во всех изученных пробах осадков полигона, но максимальное его количество (40—70% тяжелой фракции крупного алеврита) приурочено к пелагическим глинам.

По данным дифрактометрии, в пелитовых (<1 мкм, 1—10 мкм) фракциях пелагических глин и радиоляриевых илов предположительно установлен монасит (?) с рефлексами 7,9 и 3,79 Å. Однако сохранность этих рефлексов после обработки в 10%-ной HCl (1 ч при 90°C) вызывает некоторые сомнения в правильности определения и требует дальнейших исследований.

На поверхности верхнеплейстоценовых осадков практически повсеместно встречены железомарганцевые макроконкреции [2]. В толще осадков олигоцен-миоценового возраста (колонки ст. 10, 13, 28 и 33) встречены лишь микроконкреции. Максимальное их число, так же как цеолитов и барита, приурочено к пелагическим глинам, где они составляют от 20 до 90% фракции крупного алеврита.

Обломочные минералы. По данным дифрактометрии в пелитовых фракциях (<1 мкм и 1—10 мкм) верхнеплейстоценовых диатомово-радиоляриевых илов постоянно присутствуют кварц и следы полевого шпата, ниже по разрезу в миоценовых кремнистых илах и глинах отмечены лишь следы кварца и полевого шпата.

В составе крупноалевритовой фракции осадков полигона встречены единичные зерна кварца, плагиоклаза, иногда полевого шпата, кислого вулканического стекла и палагонита. В тяжелой фракции верхнеплейстоценовых осадков отмечено присутствие единичных зерен роговой обманки и ромбического пироксена в рубашке из кислого вулканического стекла, биотита, моноклинного пироксена (диопсида и эгирин-авгита), магнетита. В толще осадков отмечены единичные зерна палаганитизированного стекла и пироксенов.

Верхнеплейстоценовые диатомово-радиоляриевые илы с несогласием

залегают на различных горизонтах осадков олигоцен-миоценового возраста. Длительность стратиграфически датированного перерыва в осадках равнинной части полигона изменяется в пределах 5—25 млн. лет.

Верхнеплейстоценовый этап осадконакопления характеризуется новым усилением биологической продуктивности вод и одновременно активизацией выноса терригенного материала (значительный процент гидрослюды, хлорита, постоянное присутствие кварца).

Детальными исследованиями в радиоляриевом поясе Тихого океана установлены малые мощности плейстоценовых осадков и значительная примесь в их составе третичных радиолярий [6, 7, 9, 10, 11, 14]. Малые мощности верхнеплейстоценовых осадков отмечены и в пределах полигона ст. 1936, в то же время в них встречены лишь единичные переотложенные радиолярии.

Низкие скорости седиментации и малые мощности плиоцен-плейстоценовых осадков Г. П. Гласби [4] связывал с увеличением скорости придонных течений примерно 3,5 млн. лет назад. На активизацию придонных течений в плейстоцене указывал Д. А. Джонсон [6] и др.

Активизация придонных течений в плиоцен-раннеплейстоценовое время в пределах полигона ст. 1936 подтверждается перерывом в осадконакоплении. В верхнем плейстоцене скорость придонных течений несколько ослабевает, но она, по-видимому, оказывается достаточной для того, чтобы взмучивать и переотлагать мягкие полужидкие диатомово-радиоляриевые илы и недостаточна для размыва и переотложения древних уплотненных осадков.

О деятельности придонных течений свидетельствует и наличие слабо-выраженных знаков ряби на фотографиях дна на поверхности осадков на склонах и вершинах пологих валообразных поднятий равнинной части полигона.

Вещественный состав литофациальных типов осадков полигона определяется соотношением терригенных обломочно-глинистых, аутигенных и биогенных компонентов.

Глинистая составляющая верхнеплейстоценовых диатомово-радиоляриевых илов представлена примерно равным количеством гидрослюды + хлорита и аутигенного (?) Fe-сметтита. В составе олигоцен-миоценовых осадков резко возрастает количество аутигенного сметтита. Среди других аутигенных компонентов в них постоянно присутствуют цеолиты (вплоть до образования цеолитовых глин), барит, апатит, микроконкреции, манасеит (?). Основные литофациальные типы осадков полигона, в том числе пелагические глины, характеризуются повышенными значениями отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, величина которого возрастает с удревнением осадков. Избыток кремнезема в пелагических глинах связан в цеолитах, а избыток MgO — в аутигенном Al—Mg-гидрокарбонате (?). Цеолиты представлены филлипситом и клиноптилолитом. Филлипсит в составе песчано-алевритовой фракции встречен в осадках всех возрастов, клиноптилолит — основной цеолит в тонких фракциях осадков олигоцен-нижнемиоценового возраста. Низкий показатель преломления филлипсита обусловлен повышенной кремнистостью грунтовых растворов за счет растворения биогенных кремнистых остатков. Сходные показатели преломления, по-видимому, должны иметь филлипситы, формирующиеся по кислым стеклам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах полигона трубками и дночерпателями вскрыт разрез осадочной толщи от олигоцена до позднего плейстоцена включительно. Снизу вверх разрез представлен радиоляриевыми илами олигоцена — нижнего миоцена, цеолитовыми глинами нижнего миоцена, средне-верхнемиоценовыми (?) пелагическими глинами и радиоляриевыми илами верхнего миоцена, с несогласием перекрытыми верхнеплейстоценовыми диатомово-радиоляриевыми илами с железомарганцевыми конкрециями.

Смена литолого-фациальных типов осадков на полигоне отражает изменение продуктивности вод, скорости седиментации и устойчивость

кремнистых остатков к растворению. Осадкообразующее значение диатомей ограничивается поздним плейстоценом, ниже в толще осадков диатомей не сохраняются. Небольшая примесь диатомей олигоценового возраста отмечена лишь в низах олигоцен-нижнемиоценовых осадков.

Снижение продуктивности и скорости седиментации в раннем миоцене привело к практически полному растворению кремнистых остатков и формированию аутигенных цеолитовых глин. Лишь в низах пачки цеолитовых глин на контакте с радиоляриевыми илами в них появляются корродированные обломки, реже целые формы радиолярий и спикеры губок.

Этапы накопления радиоляриевых илов (Pg/Ng_1^4 и Ng_1^3) вызваны повышением продуктивности вод и одновременно интенсификацией размыва и переотложения осадков придонными течениями. В пользу этого свидетельствует численное превосходство в олигоцен-нижнемиоценовых радиоляриевых илах комплекса эоценовых радиолярий и преобладание в составе верхнемиоценовых илов детрита радиолярий этого возраста вместе со значительной примесью древних форм.

Литература

1. Скорнякова Н. С., Петелин В. П. Осадки центрального района южной части Тихого океана.— Океанология, 1967, т. 7, вып. 6, с. 1005—1019.
2. Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Кузмина Т. Г. Локальная изменчивость железомарганцевых конкреций в пределах радиоляриевых поясов Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 79—80.
3. Bischoff J. L., Heath G. R., Leinen M. G. Geochemistry of deep-sea sediments from the Pacific manganese nodule province: Domes Sites A, B and C.— In: Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y., 1979, p. 397—436.
4. Glasby G. P. Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record: evidence from DSDP cores.— Marine Geol., 1978, v. 28, p. 51—54.
5. Hein J. R., Ross C. R., Alexander E., Yeh H. W. Mineralogy and diagenesis of surfacosediments from Domes Area A, B and C.— In: Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y., 1979, p. 365—396.
6. Johnson D. A. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific.— Geol. Soc. Amer. Bull. 1972, v. 83, p. 3121—3144.
7. Johnson D. A., Johnson T. C. Sediment redistribution by bottom currents in the Central Pacific.— Deep-Sea Res., 1979, v. 17, p. 157—169.
8. Piper D. Z., Leong K., Cannon W. F. Manganese nodule and surface sediment compositions: Domes Sites A, B, C.— In: Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y., 1979, p. 437—474.
9. Piper D. Z., Cannon W., Leong K. Composition and abundance of ferromanganese nodules at Domes Sites A, B and C: Relationship with bathymetry and stratigraphy.— In: Piper D. Z. et al. (comp.). Deep ocean environmental study: Geology and Geochemistry of Domes Sites A, B, and C, Equatorial North Pacific, US Geol. Survey Open-file Rept., 1977, v. 77—778, p. 217—266.
10. Riedel W. R., Funnell B. Tertiary sediments cores and microfossil from the Pacific ocean floor.— Quart. Geol. Soc., London, 1964, v. 120, p. 305—368.
11. Quinterno P., Theyer F. Biostratigraphy of the equatorial North Pacific Domes Sites A, B and C.— In: Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y., 1979, p. 349—364.
12. Shepard R. A., Gude A. I., Griffin J. I. Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans.— Amer. Mineralogist, 1970, v. 55, № 11—12, p. 2053—2062.
13. Stonecipher S. A. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments.— Chem. Geol., 1976, v. 17, № 4, p. 307—318.
14. Van Andel T. H., Heath G. R. et al. Initial reports of deep sea drilling Project 16. Washington: D. C., US Gov. print. off., 1973, p. 949.
15. Stackelberg U. von. Sedimentation, hiatuses and development of manganese nodules: Valdivia Site VA-13/2, Northern Central Pacific.— In: Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y., 1979, p. 559—586.

УДК 533.32 : 552.54 (574.3)

О ГЕНЕЗИСЕ И ВОЗРАСТЕ КАЙРАКТИНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ МАРГАНЦА В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

РОГОВ В. С., ГАЛИЦКАЯ Э. И.

Генезис марганцевого проявления в Кайрактинской мульде был определен его первооткрывателями как вулканогенно-осадочный [1, 11]. Во многих работах, посвященных образованию марганцевых руд, приводятся описания проявления, ссылки на эти описания, и практически это проявление уже давно стало своего рода эталоном месторождений вулканогенно-осадочного генезиса. Мы получили данные, которые позволяют не только по-иному рассматривать происхождение марганцевых руд Кайрактинской мульды, но и предположить иной возраст оруденения, связав его с гипергенными процессами.

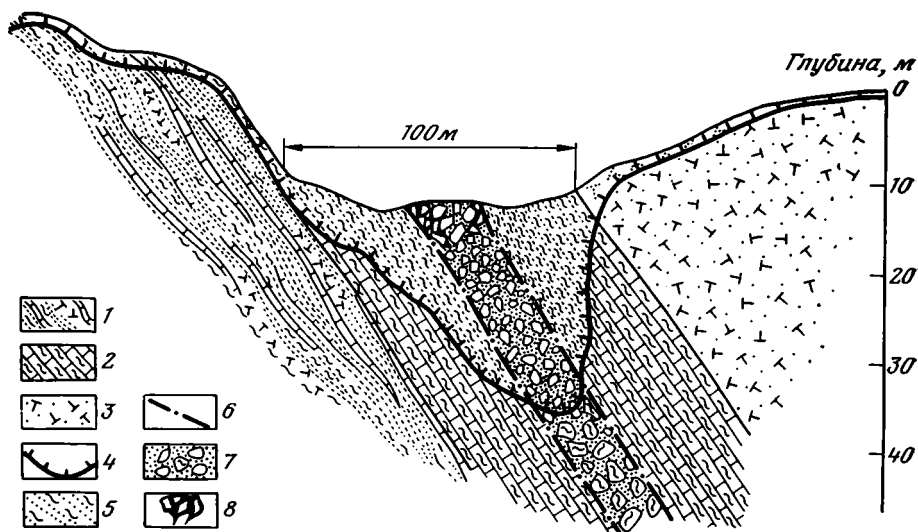
Кайрактинская мульда имеет сложное строение. В основании ее залегают кислые эффузивы и их туфы D_{2-3} , на размытую поверхность которых ложатся песчаники и алевролиты франского яруса. Выше без видимого несогласия залегают вулканогенно-терригенно-карбонатная толща фаменского яруса. Завершается разрез известняками и песчаниками турнейского возраста. Породы смяты в серию узких линейных складок, нарушенных системой разломов.

В пределах описываемой структуры известно несколько проявлений окисленных руд марганца. Но, по нашим наблюдениям, все они приурочены к зонам тектонических нарушений: к тектоническому контакту верхнедевонских и силурийских пород (Кобентай-Эспе), к разломам среди фаменских (Кокпектас, Кайракты) и турне-визейских пород (Северная Кайракты, Акшоко).

Лучше других изучено самое крупное и хорошо обнаженное проявление Кайракты, которое можно рассматривать как типовое для инфильтрационного оруденения [1, 11].

Проявление Кайракты находится в северном замыкании структуры и с поверхности представляет собой серию субпараллельных жиллоподобных маломощных (1—1,5 м) тел, разделенных голубовато-белым силицитолитом. Тела вскрыты канавами и шурфами и на глубину не прослеживаются. Оруденение не образует компактной массы, а представляет собой мелкообломочную тектоническую брекцию с песчано-марганцево-рудным цементом (фигура). Брекция сложена обломками окремненных фаменских пород, уплощенными, рассланцованными и вытянутыми по длинной оси. Пустоты между обломками заполнены силицитолитовым материалом алевропесчаной размерности и сцементированы гидроокислами марганца с примесью гидрогематита и серицита. На выходах брексии почти повсеместно наблюдаются грозде- и пальцевидные натёки гидроокислов марганца. По простиранию количество и размер обломков уменьшается, и на выклинивании рудопроявления гидроокислы марганца лишь заполняют трещины в породе. Максимальная длина омарганцованной зоны дробления достигает 300 м при ширине в средней части около 30 м.

Рудное вещество изучалось под микроскопом в отраженном свете, а для более точной диагностики было подвергнуто рентгеновскому и дифференциальному термическому анализу (ДТА), которые однозначно показали, что в состав руд входят криптомелан (80—85%), в основном тонкозернистый, реже колломорфный, пиролюзит (5—10%)



Схематический разрез Кайрактинского проявления марганца

1 — известняки, известняковые песчаники, алевролиты, туффиты; 2 — алевролитистые известняки; 3 — туфы кварцевых порфиров; 4 — граница зоны окремнения; 5 — силицитолит; 6 — граница зоны трещиноватости; 7 — тектоническая брекчия; 8 — омарганцованная часть брекчии

с сильной и ясной анизотропией и гидрогётит (4—5%) в виде неправильных зерен.

Химический анализ крупной пробы наиболее богатой руды показывает, что она относится к высококремнистой разновидности, большое содержание кремнезема связано с наличием в рудном цементе обломков силицитолитов песчано-алевритовой размерности, вес. %: SiO_2 34,38; TiO_2 0,28; Al_2O_3 5,92; Fe_2O_3 6,41; MnO 4,26; MnO_2 37,10; MgO 0,54; CaO 0,75; Na_2O 0,70; K_2O 3,08; P_2O_5 0,10; BaO — сл.; п.п.п. — 5,56; SO_3 — сл.; Σ — 99,88.

По данным рентгеноспектрального и спектрального анализов установлены следующие элементы-примеси, вес. %: Ni 0,02; Zn 0,03; Pb 0,034; Sr 0,189; Rb 0,0108; As 0,0077; Y 0,0031; Ga 0,002; Cu 0,001; Se 0,0006; Bi 0,0008; V 0,0002; U 0,0005. Другие проявления марганца Кайрактинской мульды сходны с вышеописанным и отличаются лишь масштабами оруденения, размером и формой и представляют собой или узкие сильно вытянутые зоны длиной 10—30 м или почти изометричные в плане поля до 100 м в поперечнике раздробленных, омарганцованных и часто сильно измененных пород.

Форма рудных тел, условия залегания, текстурно-структурные особенности руд указывают на инфильтрационное происхождение марганцевых проявлений мульды.

В Центральном Казахстане к отложениям фамена приурочены месторождения и проявления марганца и железомарганцевых руд гидротермально (вулканогенно)-осадочного генезиса так называемого атасуйского типа [1, 2].

В структурном плане марганцевое оруденение тяготеет к Успенской тектонической зоне [1], в пределы которой входит Кайрактинская мульда. Поэтому, решая вопрос об источнике марганца Кайрактинского проявления, авторы предположили, что фаменские породы могли явиться «поставщиком» полезного компонента. Древние породы, обрамляющие мульду, содержат марганец на уровне кларка (0,05—0,15%), причем марганец в них входит в состав силикатных минералов эффузивных пород или обломочной части терригенных отложений. Фаменские породы, выполняющие большую часть структуры, подверглись

мощному поверхностному окремнению, причем наиболее интенсивно этот процесс прошел в зонах тектонических нарушений, трещиноватости, местах разгрузки грунтовых вод. Поэтому неизменные породы этого уровня были изучены в карьере барий-свинцового рудника.

Крутое залегание пород ($70-80^\circ$) в карьере позволило отобрать образцы из одних и тех же горизонтов, но из зон с различной степенью изменения. Как и предполагалось, фаменские отложения, представленные здесь известковыми песчаниками и алевролитами, детритовыми известняками с различным количеством терригенной составляющей, содержат повышенные концентрации марганца — $0,5-1\%$. Марганец не образует собственных минералов, а входит в виде изоморфной примеси в кальцит известняков.

Приповерхностные части горизонтов превращены на глубину до $5-10$ м, а в зоне разлома — до 35 м, в кремнистые образования — силицитолиты, состоящие из криптокристаллического кварца и небольшого количества серицита. В отдельных микропустотах наряду с кварцем и серицитом устанавливается аутигенный альбит. Из терригенных обломков наблюдается кварц, окруженный регенерационной каймой. Полевые шпаты и обломки эффузивов практически не сохранились.

Переход толщи терригенно-карбонатных пород в силицитолиты резкий и хорошо заметен вследствие смены темно-серого цвета на грязно-желтый.

Содержание марганца в силицитолитах крайне мало: следы — $0,01\%$, т. е. при замещении известняков происходит его вынос.

Образцы свежих и измененных пород (около 30) проанализированы на ряд элементов; для них были рассчитаны коэффициенты устойчивости [4, 5]. Легкоподвижными оказались лишь два элемента — Ca и Mn, коэффициенты которых соответственно равны $0,008$ и $0,015$. Ni, Cu, Zn, Mg, Sr, Ga попадают в группу малоподвижных элементов с коэффициентами $0,67-1$.

Si, Fe, Al, Pb, Na, K, Ti в зоне окремнения проявляют тенденцию к значительному накоплению (коэффициенты устойчивости $2-3$), что можно объяснить лишь привносом их извне грунтовыми водами. Кстати, именно о таком ходе процесса могут свидетельствовать структурно-текстурные особенности и физические свойства силицитолитов.

Из всех структурно-текстурных признаков известняков сохраняется лишь горизонтальная слоистость, но первично она вызвана послойным обогащением обломочным кварцем и только поэтому неизменна.

Очень близки у известняков и силицитолитов пористость и объемные веса ($2,72$ и $2,69$ г/см³ соответственно), но вместе с тем силицитолиты гораздо более плотные и прочные образования, чем известняки, т. е. силицитолиты не просто сохранившийся кремниевый каркас известняков, а результат изобъемного замещения кальцита кремнеземом.

Таким образом, гипергенное окремнение фаменских пород очень своеобразно и заключается в полном замещении кальцита кремнеземом, интенсивном выносе Ca, Mn и привносе извне Si, Al, Na, K, Ti. Поэтому приведенные коэффициенты так резко отличаются от данных Н. А. Лисицкой [4, 5], изучавшей миграционную способность элементов в «нормальном» профиле коры выветривания.

А. И. Перельман [8] указывает, что в районах засушливого климата при выветривании вулканических пород происходит энергичное образование содовых вод, обуславливающих интенсивную миграцию кремнезема, и приводит к поверхностному окремнению горных пород. Примером этого процесса являются степные районы Армении, саванны Кении и Танзании. Аналогичный процесс происходил и в Кайрактинской мульде. Грунтовые и поверхностные воды, имеющие щелочную и слабокислую реакцию, производят селективное выщелачивание и перенос марганца. Железо в этих условиях практически не мигрирует [3, 6, 8, 10]. Поэтому в местах выходов таких грунтовых вод происходит накопление окислов и гидроокислов марганца, а железо находится в подчиненном количестве. Низкое содержание его в инфильтрацион-

ных марганцевых рудах Кайрактинской мульды свидетельствует именно о таком процессе.

По Н. М. Страхову [10], начиная с палеогена, климатическая зональность нашей планеты в основных чертах не менялась. На территории Казахстана в палеогене и неогене существовали аридный и семиаридный климат (засушливая степь), т. е. вполне благоприятные условия для образования вод, близких по составу содовым, аналогичным ныне существующим. Образование же марганцевых и железомарганцевых современных проявлений в степных засушливых районах общеизвестно. Б. М. Михайлов [7] описывает скопление окислов и гидроокислов железа и марганца в местах выхода грунтовых вод на современном уровне плиоценовой террасы р. Ирғиз. Исходя из вышесказанного, явствует, что источником марганца явились терригенно-карбонатные породы фаменского яруса, подвергшиеся гипергенному окремнению в жарком, аридном или семиаридном климате. Исследователи считают, что первичные концентрации марганца в известняках связаны с общей зараженностью бассейна марганцем, принесенным гидротермальными растворами, обусловленными вулканизмом. Это тем более вероятно, что содержащие марганец известняки подстилаются кислыми эффузивами (нижне-среднефранского возраста) и перекрываются 350-метровой толщей кварцевых порфиров, выше которых залегают «узловатые» кремнистые известняки, линзы и прослои светло-серых кремней. Поскольку поверхностное окремнение контролируется современной дневной поверхностью, унаследованной от триас-юрского времени [9], а в ряде районов (Тенизская впадина, Степняковский район, северное обрамление Казахского щита) бронирует позднеэоценовые озерно-аллювиальные отложения, возраст поверхностного окремнения датируется как послепозднеэоценовый.

Марганцевое оруденение, наложенное на окремненные и раздробленные породы фаменского яруса, определяется как олигоцен-четвертичное.

Литература

1. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 2. Алма-Ата: Наука, 1957. 302 с.
2. Веймарн А. Б., Мартынова М. В. О закономерностях размещения железо-марганцевых месторождений в фамене Центрального Казахстана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5, с. 81—82.
3. Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 259—293.
4. Лисицына Н. А. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2, с. 475—478.
5. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 223 с.
6. Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
7. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977. 158 с.
8. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Наука, 1968. 330 с.
9. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 443 с.
10. Страхов Н. А. Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Наука, 1966. 209 с.
11. Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спаского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 4, с. 603—613.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
9.VII.1981

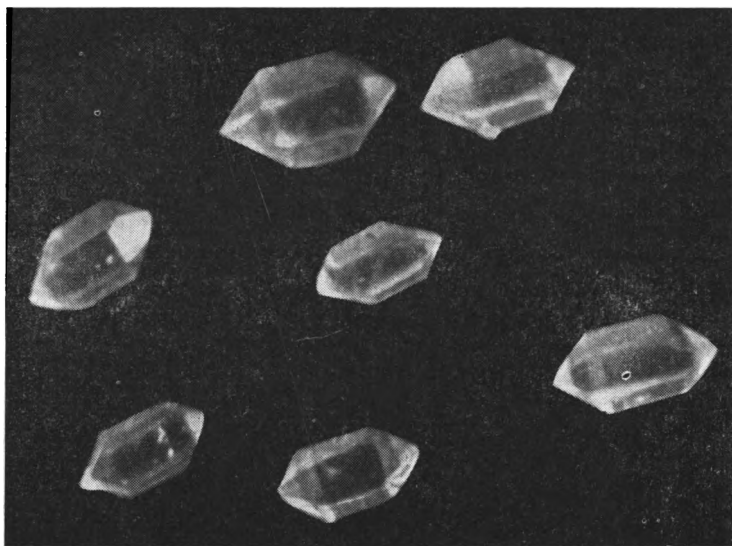
УДК 549.514.51 : 552.53(476)

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ АУТИГЕННОГО КВАРЦА
В ИСКОПАЕМЫХ СОЛЯХ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА****ПАВЛОВ Н. Ф., ЛАПТУХОВ А. В.**

Аутигенный кварц — весьма распространенный акцессорный минерал в галогенных породах Припятского прогиба и других регионов, но единой точки зрения на его генезис нет. В современных соленосных отложениях, как озерных, так и морских, он практически не встречается. Учитывая это обстоятельство, большинство исследователей приходят к выводу об эпигенетической природе аутигенного кварца в ископаемых солях. Некоторые авторы, в частности Х. Шеттлер [6], считают, что идиоморфный кварц частично образовался за счет кремнезема, поступавшего в солеродный бассейн с гидротермальными растворами. По мнению других [4, 5], идиоморфный кварц в галогенных породах возник в результате процессов эпигенеза и гипергенеза (перекристаллизации сильвина, галита, ангидрита и разложения глин). При разложении глин освобожденный кремнезем использовался при образовании кварца, а закисное железо окислялось, и образовывался гематит. При этом Я. Я. Яржемский и Н. В. Мелкова [5] отмечают, что в основном новообразования кварца приурочены к галопелитовому веществу, особенно к контакту галопелитов с каменной солью. В «чистых» разностях солей, не содержащих галопелитов, роль кварца ничтожна. И. А. Шамрай и др. [3] считают, что наряду с эпигенетическим кварцем в солях присутствует и сингенетический. В подтверждение этого они приводят факт нахождения идиоморфного кварца в кристаллах галита, сильвина и карналлита. Эпигенетический же кварц, по их мнению, образовался за счет высокоминерализованных остаточных растворов, циркулирующих по ослабленным зонам на глубину до 3 км.

При изучении водонерастворимых остатков ископаемых солей Припятского прогиба нами выявлены особенности распределения аутигенного кварца в разрезе фаменской соленосной толщи, позволяющие высказать некоторые соображения по вопросу его образования. Фактическим материалом для исследований послужили пробы солей, отобранные из керн 44 нефтяных скважин, пробуренных в разных частях Припятского прогиба. Следует подчеркнуть, что пробы брались нами из «чистых» разностей галитовой породы, т. е. несоляные прослои исключены. Материал водонерастворимых остатков был спорадически рассеян в кристаллах галита и межкристаллических промежутках. Кроме того, изучено восемь проб сильвинитов из второго и третьего калийных горизонтов первого рудного поля Старобинского месторождения калийных солей. Содержание аутигенного кварца в нерастворимых остатках определялось полуколичественным методом с последующим пересчетом в граммах на тонну породы. В глинисто-галитовой подтолще кварц обнаружен далеко не во всех пробах, а там, где он есть, роль его незначительна. Я. Я. Яржемский [5] был прав, отмечая ничтожное содержание кварца в «чистых» разностях солей по сравнению с галопелитами. Он, как и многие другие исследователи, изучал преимущественно соли верхней, глинисто-галитовой подтолщи, в частности район Старобинского месторождения. Наши данные по другим частям Припятского прогиба подтверждают этот вывод. Из 138 проб солей глинисто-галитовой подтолщи аутигенный кварц во фракции 0,01—2 мм в 37 случаях не установлен вообще; в 45 пробах отмечен в количестве единичных зерен (в

том числе и в пробах силвинитов). В остальных 56 пробах кварц содержится от 3 до 800 г/т. Наиболее высокие содержания аутигенного кварца установлены в пробах скв. Давыдовская 1-к и Березинская 5. В последней проба № 1 (интервал 1758—1761,4 м) является аномальным исключением с содержанием кварца 9412 г/т. В среднем, исключая вышеупомянутую пробу, содержание кварца в глинисто-галитовой подтолще составляет 77,7 г/т. Представлен он в основном мелкими друзами (0,3—2 мм), «ежиками» (стяжения кварцина с наросшими мельчайшими кристалликами кварца), розеточками. Встречаются и отдельные кристаллы в виде комбинации призмы и дипирамиды. Во многих про-

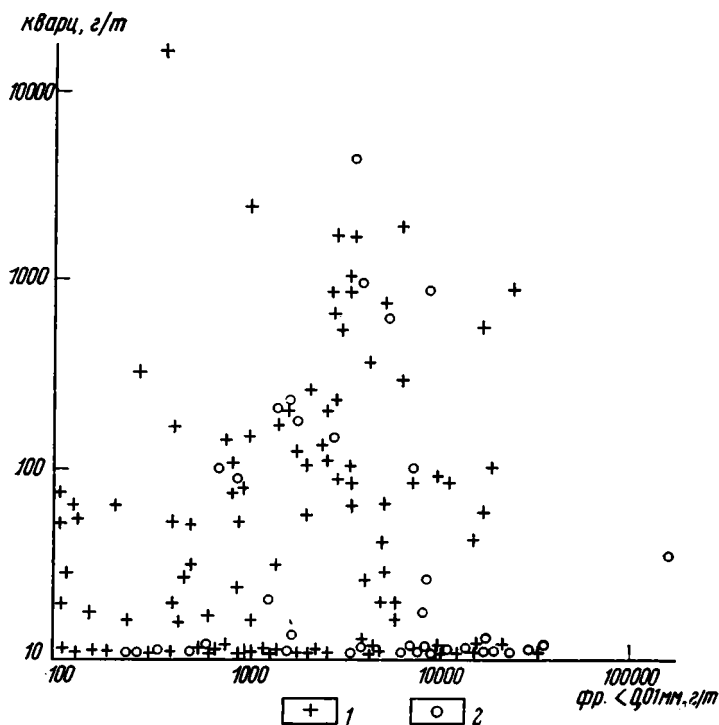


Фиг. 1. Кристаллы идиоморфного кварца из солей галитовой подтолщи, ув. 30

бах заметную роль играют сферолиты кварцина молочно-белого, серого и розового цвета. Идиоморфный кварц также иногда окрашен в розоватые оттенки (пробы из скв. Юровичская 1-Р и Нежинская 1-Р).

В солях галитовой подтолщи кварц отмечен во всех 190 изученных пробах. Однако содержание его резко колеблется (даже в разрезе одной и той же пачки солей) от единичных зерен до 16130 г/т (скв. Притокская 6, интервал 2678—2684 м). В среднем содержание кварца по галитовой подтолще составляет 271 г/т, т. е. примерно в 3,5 раза выше, чем в глинисто-галитовой. Морфологически кварц представлен теми же разностями, что и в глинисто-галитовой, однако более чистыми, прозрачными; кварцин встречается значительно реже. Резко увеличивается количество единичных кристаллов кварца в виде призм, увенчанных с обоих концов пирамидами (фиг. 1). Часто грани призм укорочены. По нашим наблюдениям, идиоморфный кварц в солях обеих подтолщ приурочен к сульфатно-карбонатно-глинистым включениям, находящимся между кристаллами соли, а также свободно «плавает» в галите. В целом соли глинисто-галитовой подтолщи содержат водонерастворимого остатка в 2,4 раза больше, чем галитовой, а содержание кварца, наоборот, в 3,5 раза выше в галитовой. Следует также отметить, что по данным рентгеноструктурных и термических исследований во фракции <0,01 мм из проб глинисто-галитовой подтолщи существенную роль играют собственно глинистые минералы, в частности гидрослюда (во многих случаях преобладающие над остальными компонентами). В пробах галитовой подтолщи преобладают сульфаты и карбонаты, а алюмосиликатный материал находится в подчиненном количестве. Если рассматривать образование аутигенного кварца с точки зрения разложения алюмосиликатов в зоне гипергенеза, то приведенный фактический ма-

териал с этих позиций объяснить трудно, тем более что глинисто-гали-
товая подтолща стратиграфически, а в большинстве случаев и гипсо-
метрически лежит выше галитовой, и, следовательно, процессы гипер-
генеза в ней должны проявляться более интенсивно, а максимальная
концентрация аутигенного кварца должна бы быть в сильвинитах Ста-
робинского месторождения, находящихся на глубине порядка 400—
500 м и содержащих сравнительно большое количество глинистого ма-
териала. Однако этого не наблюдается, и кварц в сильвинитах встреча-
ется в ничтожно малом количестве (единичными зернами). образова-
ние аутигенного кварца за счет пирокластического материала в преде-



Фиг. 2. Соотношение между содержаниями аутигенного кварца и
фракций $< 0,01$ мм в водонерастворимых остатках солей
1 — галитовой подтолщи; 2 — глинисто-галитовой подтолщи

лах изученной нами части Припятского прогиба не представляется
возможным вследствие того, что в разрезах опробованных скважин вул-
каногенный материал не установлен.

Не следует отрицать возможность образования аутигенного кварца
за счет кремнезема, выносимого в солеродный бассейн реками в резуль-
тате процессов денудации горных пород суши. Приведенные В. И. Ти-
хомировым и И. Ф. Лосицкой [2] подсчеты показывают, что данный
фактор играл решающую роль в окремнении среднефранско-турнейской
карбонатной толщи востока Русской платформы. Если попытаться
объяснить накопление кремнезема в солеродном бассейне Припятского
прогиба с этих позиций, то распределение идиоморфного кварца в раз-
резе фаменской соленосной толщи должно бы быть более или менее
равномерным, что не наблюдается ни в галитовой, ни в глинисто-гали-
товой подтолщах (фиг. 2).

Не имея данных по галопелитам и не отрицая возможность образо-
вания аутигенного кварца за счет процессов гипергенеза, мы считаем,
что идиоморфный кварц в «чистых» слоях фаменской соленосной толщи
образовался преимущественно за счет привнесенного кремнезема, по-
ступавшего в солеродный бассейн с вулканическими эксгаляциями или
гидротермами. С этих позиций можно объяснить более высокое содер-
жание кварца в солях галитовой подтолщи по сравнению с глинисто-

галитовой и спорадическое его распределение в разрезе обеих подтолщ. В этом случае находит объяснение и повышенная концентрация кварца в некоторых пробах глинисто-галитовой подтолщи. Скважины Давыдовская 1-К и Березинская 6 расположены ближе к субширотным региональным разломам, чем, например, скв. Давыдовская 2-К и 3-К. И хотя в последних опробованы более высокие горизонты (на глубине порядка 800—850 м) вблизи зоны развития кепрока, содержание кварца в них оказалось значительно ниже. Гидротермальная деятельность, по всей вероятности, носила пульсирующий характер и наиболее интенсивно осуществлялась во время формирования галитовой подтолщи, что нашло свое отражение в содержании аутигенного кварца в солях. При отложении глинисто-галитовой подтолщи она затухала, проявляясь спорадически в виде отдельных «всплесков». Следует отметить также, что с вулканической деятельностью связывается В. П. Корзуном [1] окремнение в Припятском прогибе межсолевых пород и внутрисолевых карбонатных прослоев верхней соли. Аналогичная точка зрения допускается по данному вопросу и другими авторами, в частности В. И. Тихомировым и И. Ф. Лосицкой [2].

ВЫВОДЫ

1. В солях фаменской соленосной толщи Припятского прогиба не прослеживается зависимость между содержанием глинистого вещества и аутигенного кварца. В солях галитовой подтолщи содержится аутигенного кварца в 3,5 раза больше, чем в глинисто-галитовой, несмотря на то, что в солях последней содержание алюмосиликатного материала значительно выше, чем в галитовой.

2. Повышенные количества аутигенного кварца в солях приурочены к зонам крупных региональных разломов.

3. Не отрицая возможность образования аутигенного кварца за счет разложения алюмосиликатных минералов (особенно в галопелитах), а также привноса в солеродный бассейн кремнезема в результате денудации горных пород, мы считаем, что основную роль в образовании его в солях Припятского прогиба играл глубинный источник кремнезема (вулканические эксгаляции или гидротермы).

Литература

1. Корзун В. П. Окремнение девонских карбонатных пород юго-востока Белоруссии.— В кн.: Опыт изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Материалы семинара АН ЭССР. Таллин, 1977, с. 40—42.
2. Тихомиров В. И., Лосицкая И. Ф. Накопление аутигенного кремнезема в среднефранско-турнейской карбонатной толще востока Русской платформы.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2, с. 69—82.
3. Шамрай И. А., Седлецкий В. И., Мельникова Е. М., Седлецкая Н. М. Состав водонерастворимых остатков соляных отложений юга Средней Азии.— Тр. Всесоюз. научн.-исслед. и проектн. ин-та галлургии, 1972, вып. 56, с. 18—29.
4. Яржемский Я. Я. К петрографии Белорусского соляного месторождения.— Тр. ВНИИГ, 1960, вып. XL, с. 307—321.
5. Яржемский Я. Я., Мелкова Н. В. О генезисе идиоморфного кварца в галогенных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6, с. 163—167.
6. Schettler H. The stratigraphical significance of idiomorphic quartz in the saline formations of the Weser-Ems area, north western Germany. Geology of saline deposits, Proc. Hanover Symp.— Earth Sci., 1968, v. 7, p. 123—127.

Гомельский госуниверситет

Поступила в редакцию
20.V.1981

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.492.1 (470.5)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ
БОКСИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮУБРА

АНТОНЕНКО Л. А., КАЛМЫКОВ Б. А.

Геологическое строение и распределение литологических типов девонских бокситовых отложений Южноуральского бокситоносного района, расположенного на западном склоне Южного Урала, изучались в 60-х годах [3, 6, 7]. В 70-е годы многие исследователи вновь пришли к покровно-надвиговой теории строения западного склона Урала [1, 4, 5], а проведение в последние годы глубокого бурения на ЮУБРе позволило геологам Челябинской ГРЭ (Ф. А. Пискунов, В. Г. Лукьянова и др.) предположить наличие покровных структур в исследованном районе. Их интерпретация данных глубокого бурения не является единственной, некоторые исследователи (Г. А. Большун, О. А. Ткаченко, ПГО Уралгеология) придерживаются мнения о блоковом строении района.

Изучение и анализ имеющегося в настоящее время геологического материала позволило авторам статьи присоединиться к сторонникам покровного строения района.

Крупной региональной структурой, проходящей через район в северо-восточном направлении, является Бердяшский надвиг. Согласно схеме М. А. Камалетдинова [1], он является западным ограничением Зильмердакской тектонической пластины, протягивающейся на 300 км вдоль западной части Башкирского антиклинория (фиг. 1).

К юго-востоку от месторождений ЮУБРа Бердяшский надвиг коленообразно изгибается и осложняется серией Кукшикских пластин, имеющих северо-восточное простирание и протяженность около 20 км. Кукшикская структура состоит из трех аллохтонных пластин, надвинутых на девонскую карбонатную толщу. Передовая (северо-западная) пластина сложена девонскими карбонатными отложениями, содержащими орловский бокситоносный горизонт верхнего франа. Две другие, надвинутые с юго-востока пластины сложены исключительно рифейскими отложениями (фиг. 2).

По данным глубокого бурения авторами была околонтурена девонская (Кукшикская) пластина и произведены палинспастические построения, позволяющие дать картину первичного распространения литологических типов орловских отложений района (фиг. 3).

В орловской свите выделяются две пачки: нижняя — бокситоносная и верхняя — терригенно-карбонатная. В состав бокситоносной пачки входят: 1) кирпично-красные бобово-обломочные бокситы; 2) красно-коричневые аллиты и сиаллиты; 3) пестрые оолитовые бокситы; 4) серые бокситы и аллиты. Каждый из выделенных типов пород занимает на исследуемой территории определенное пространственное положение, обусловленное палеогеографической ситуацией, существовавшей в период осадконакопления.

Область развития кирпично-красных бокситов выделяется в виде двух полос, протягивающихся кулисообразно в северо-восточном направлении — Новопрестанской и Кукшикской.

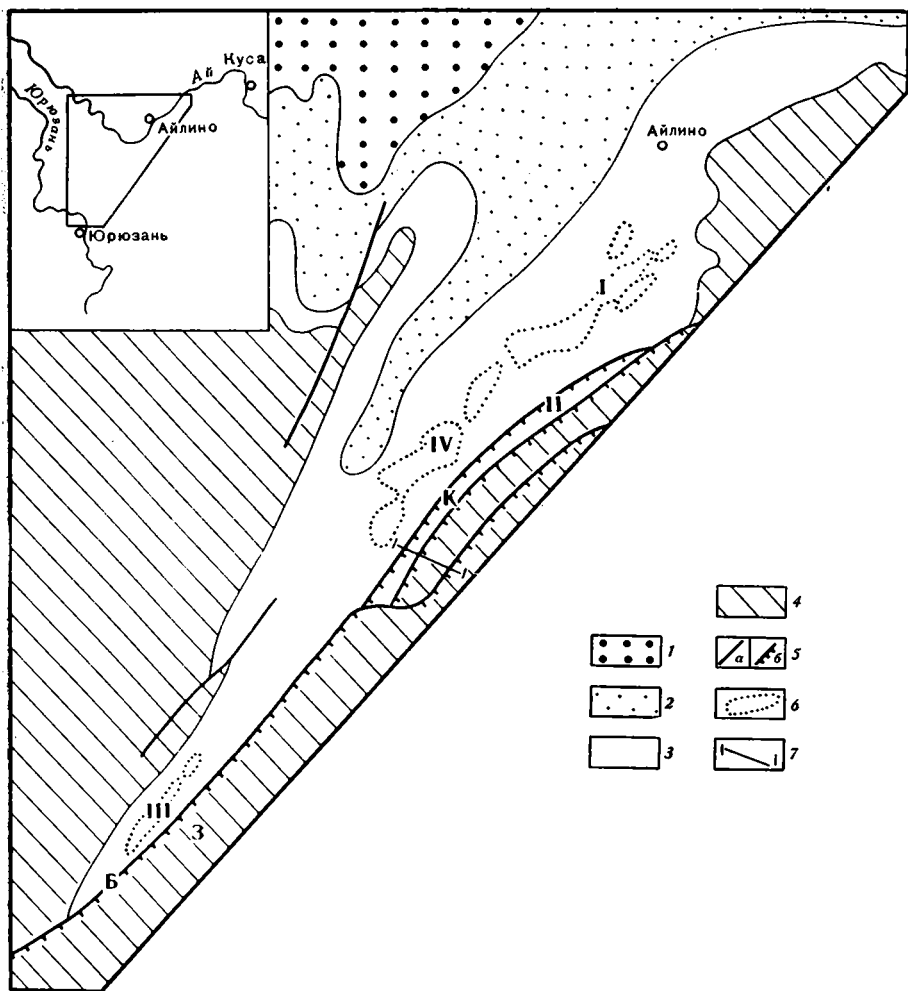
Новопрестанская полоса располагается в осевой части ЮУБРа, прослеживаясь на 30 км при ширине 3—4 км. В ее центральной части установлен пережим до 1 км, к юго-западу она расширяется до 6 км и соединяется с расположенной южнее Кукшикской полосой. В описываемую область входят месторождения Новопрестанской группы.

Кирпично-красные бокситы залегают на светло-серых рифогенных, а при выклинивании — на темно-серых массивных известняках нижнего франа. В верхней части подстилающих известняков развита бокситобрекчия, представленная остроугольными обломками известняка в красной бокситовой массе. С глубиной количество бокситового цемента убывает, и на глубине 1,5—2 м в известняке сохраняются только трещины, заполненные бокситом. Боксит в брекчии красно-коричневый, обломочный обломки яшмовидного боксита, погруженные в зернистую массу, достигают $2 \times 0,5$ см.

Граница бокситового вещества с известняком резкая, нередко через каемку обесцвеченного боксита толщиной до 1 см. В шлифе граница красного и обесцвеченного боксита также резкая, часто идет поперек обломка или бобовины. Структура бобово-обломочная, количество бобовин и обломков 80—90%. Обломки полуокатанные и угловатые, среди них часты обломки хлорита, принесенные из близкорасположенных источников сноса. Встречены бобовины с 1—2 обломочками гематита.

Брекчия красного боксита часто присутствует на безрудных участках или там, где руда представлена серым аллитом, что свидетельствует о размыве красного боксита перед отложением серого. Поэтому участки с брекчией красного боксита также включены в контур описываемой полосы.

Кирпично-красный боксит довольно однообразен. В нижней части пласта он бобово-обломочный, только в отличие от боксита из подбокситовой брекчии здесь обломки



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта ЮУБРА

1 — пермские песчаники, конгломераты, аргиллиты; 2 — каменноугольные известняки, доломиты, песчаники; 3 — девонские известняки, доломиты, песчаники; 4 — верхнепротерозойские песчаники, глинистые сланцы, доломиты; 5 — разрывные нарушения: а — крутопадающие, б — надвиги; 6 — контуры рудных залежей; 7 — линия разреза. Б — Бердяушский надвиг, К — Кукшицкие надвиги, З — Зильмердакская тектоническая пластина. Группы бокситовых месторождений: I — Новопристанская, II — Кукшинская, III — Вязовская, IV — Улиурское месторождение

яшмовидного боксита достигают всего 0,5 см. Кроме бобово-обломочного отмечен яшмовидный боксит. В соотношении их в пласте четких закономерностей не наблюдается, однако чаще бобово-обломочный боксит встречается в основании и кровле красных бокситов, а яшмовидный — в средней части пласта.

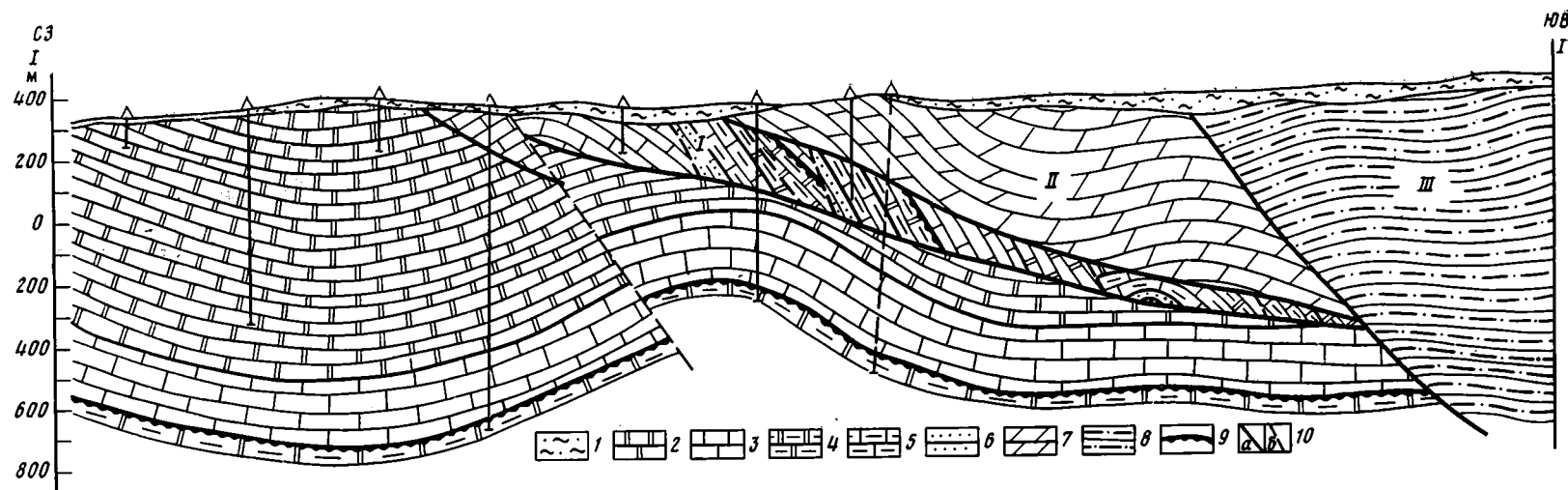
Качество яшмовидного боксита выше, чем у бобово-обломочного. По данным рентгеновского дифрактометрического анализа и тот и другой боксит содержат в основном бемит и гематит с примесью каолинита, иногда анатаза (таблица).

Под микроскопом видно, что красные бокситы сложены изотропной массой, которую данные дифрактометрического анализа позволяют интерпретировать как бемитовую с погруженными в нее обломками, бобовинами и реже оолитами, состоящими в большинстве из кристаллического диаспора. Кроме того, часть бобовин и оолитов сложена красным гематитовым гелевидным веществом, редко кальцитом. Обломки полууголоватые и округлые, бобовины часто окружены каемкой гематита, а в верхней части пласта красных бокситов — каемкой шамозита.

В юго-западном направлении к Улиурскому месторождению качество красных бокситов ухудшается за счет увеличения количества каолинита в цементе.

Мощность красного боксита изменяется от 0 до 5 м, в среднем 1,5—2 м, причем отметки с максимальными мощностями смещены от оси полосы к северо-западу. К краевым частям полосы мощность бокситов уменьшается, они выклиниваются, а затем исчезает и красная подрудная брекчия.

Вторая, Кукшицкая, полоса красно-коричневых бокситов в современной структу-



Фиг. 2. Геологический разрез по линии I—I

1 — рыхлые отложения; 2 — фамен: известняки, доломиты серые, темно-серые, 3 — верхний фран: известняки темно-серые амфиболовые, 4 — нижний фран: известняки светло- и темно-серые, слоистые; 5 — верхний эйфель — живет: известняки серые, темно-серые, 6 — нижний эйфель: песчаники; 7 — верхний рифей, миньярская свита — доломиты серые; 8 — верхний рифей, авзянская свита — терригенно-карбонатные породы; 9 — бокситы, аллиты; 10 — тектонические нарушения: а — надвиги, б — крутопадающие взбросы. I, II, III — номера аллохтонных пластин

Краткая характеристика бокситов	Минеральный состав по данным дифрактометрии	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Новопрестанская группа					
Красный яшмовидный	Бемит (оч. мн.), структура каолинита (мало), гематит, возможно сидерит	0,08	2,44	54,77	6,32
Красный бобово-обломочный	Бемит (оч. мн.), гематит (оч. мн.), структура каолинита (мало), возможно анатаз	0,12	1,31	51,38	8,10
Красный из контакта с серым	Бемит (оч. мн.), анатаз (мало), пирит (мало)	0,07	2,66	61,91	5,20
Серый из контакта с красным	Диаспор (оч. мн.), пирит (ср.), бемит (оч. мало), структура каолинит-шамозита (оч. мало), сидерит (оч. мало), кальцит (оч. мало)	0,04	0,3	60,95	2,95
Серый	Диаспор (оч. мн.), пирит (мн.), кальцит (мало), бемит (оч. мало), сидерит (мало), анатаз (мало)	0,04	1,67	55,57	0,94
Вязовская					
Красный оолитовый	Бемит (оч. мн.), каолинит (ср.), гематит (ср.), анатаз (ср.), диаспор (оч. мало)	0,07	0,39	48,24	14,50
Зеленый оолитовый	Бемит (оч. мн.), каолинит (ср.), шамозит (ср.), кальцит (мало), гематит (мало)	0,04	0,83	51,96	13,59

ре приурочена к девонской (Кукшикской) аллохтонной пластине, перемещенной с юго-востока, в результате чего создавалась видимость ее единства с Новопрестанской. После приведения Кукшикской пластины в предполагаемое первоначальное положение она выявилась как самостоятельная полоса развития красно-коричневых бокситов, расположенная в 4—5 км к юго-востоку от Новопрестанской, параллельно ей.

К описываемой полосе приурочены Кукшикские месторождения бокситов. Красные бокситы Кукшикской полосы так же, как и подбокситовая брекчия, аналогичны встреченным в Новопрестанской полосе, мощности тоже сопоставимы, но качество бокситов выше, чем в Новопрестанской группе.

Красно-коричневые бокситы относятся к континентальным образованиям.

Область развития красных аллитов и сиаллитов. К юго-западу от Улунурского месторождения красные бокситы Новопрестанской полосы постепенно сменяются красными аллитами и сиаллитами с железистыми бобовинами и оолитами. Область развития этих пород протягивается узкой полосой на север. Сиаллиты и аллиты залегают на светло-серых нижнефранских известняках и представлены пестрыми (от желтого до красно-коричневого цвета) породами, бобово-обломочными, содержащими существенную примесь терригенного, преимущественно кварцевого и алевропесчаного материала. Бобовины, оолиты и их неокатанные обломки красно-коричневого, зеленого и светло-серого цвета достигают размера 2 см.

Описанные породы формировались в условиях, близких к условиям образования бокситов Новопрестанской группы, однако примесь алевропесчаного терригенного материала наряду с присутствием крупных оолитов свидетельствует о влиянии морского бассейна и по меньшей мере об обстановке прибрежно-морской равнины, периодически затопляемой морем.

Область развития пестрых оолитовых бокситов располагается к юго-западу от описанной выше области. К ней приурочены месторождения оолитовых руд Вязовской группы (см. фиг. 1). Это высокожелезистые бокситы, пестроокрашенные (красные, черные, зеленые), с крупными (до 1 см) зелеными, красными, серыми, черными многоконцентрическими оолитами. Традиционно они назывались диаспор-шамозитовыми, но по данным рентгеновского дифрактометрического анализа эти руды состоят из бемита со значительной примесью шамозита, каолинита, гематита и небольшой — диаспора, гидрослюда и гетита. Терригенный материал в них практически отсутствует.

Однородная оолитовая структура этих руд, а также отсутствие терригенной примеси позволяет считать, что они образовались в спокойной мелководно-морской обстановке.

P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃ общ	П. п. п.	Сумма	H ₂ O	FeO	S _{общ}
(Блиново-Каменское месторождение)										
0,20	0,20	2,44	2,69	0,248	16,58	14,27	100,24	0,64	3,35	0,36
0,26	0,60	1,66	2,46	0,150	22,32	12,32	100,68	0,70	1,28	0,1
0,21	0,19	2,66	2,85	0,184	8,30	15,62	99,85	0,58	1,67	3,11
0,24	0,26	3,05	2,87	0,235	11,38	18,70	100,98	0,50	7,68	5,71
0,13	0,32	2,95	2,59	0,381	13,52	22,32	100,43	0,66	3,47	5,83
группа										
0,12	0,15	0,55	2,28	0,094	19,61	12,87	98,87	0,92	1,02	0,1
0,13	0,15	1,82	2,41	0,056	13,92	14,52	99,43	0,94	5,07	0,1

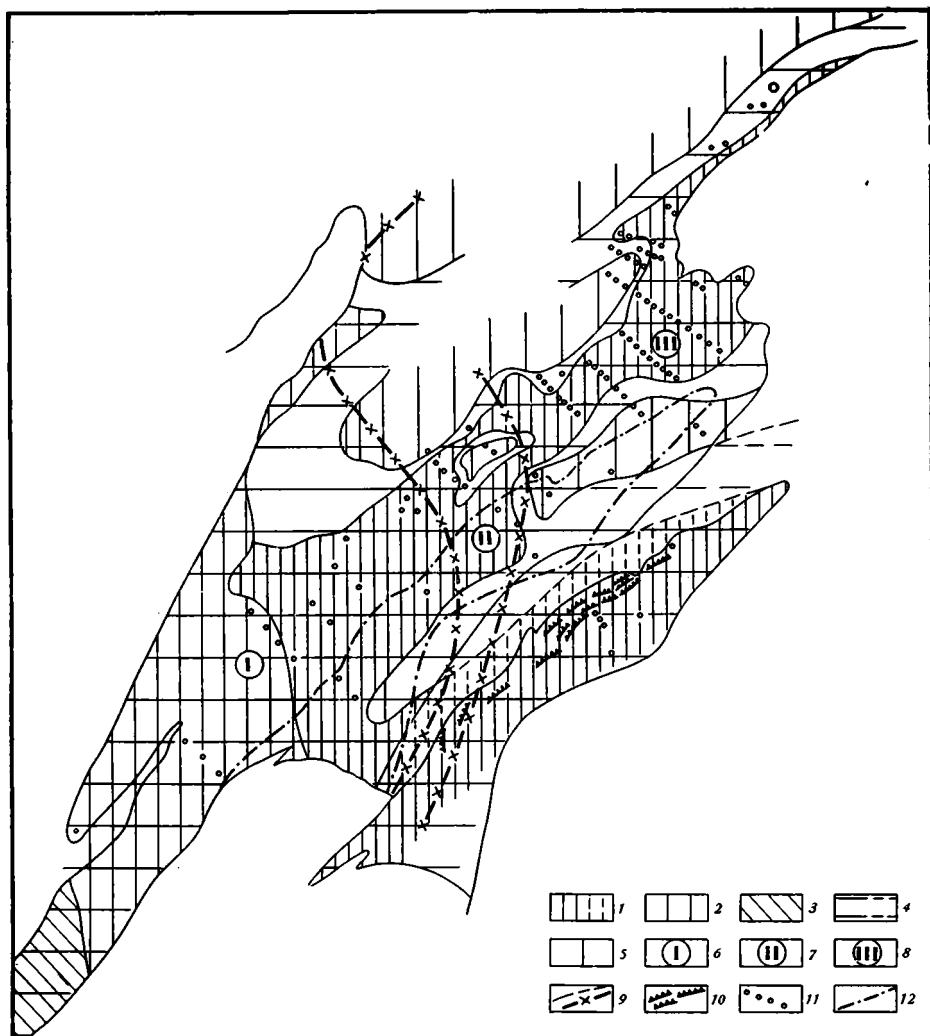
новке. Наличие значительной примеси шамозита не противоречит этому выводу [8].

Таким образом, для времени образования бокситов с северо-востока на юго-запад исследуемой территории наблюдается постепенная смена континентальных бокситов, через озерные и лагунные красные аллиты и сиаллиты, мелководно-морскими оолитовыми бокситами. Подобная смена обстановок осадконакопления от сугубо континентальных в северо-восточной части района морскими в юго-западной части свидетельствует о том, что источник бокситового материала располагался на северо-востоке (и на востоке) территории и снос обломочного материала происходил в юго-западном направлении. Это заключение близко к мнению авторов, предполагавших перенос бокситового обломочного материала с востока на запад [5].

Данные проведенного в последние годы на территории ЮУБРа глубокого бурения позволили авторам оконтурить площади распространения красных бокситов в виде двух вытянутых в северо-восточном направлении полос, разделенных аналогично ориентированной и соизмеримой с ними безрудной зоной. Характер распространения красных бокситов (уменьшение мощности и выклинивание к краевым частям полос, а затем и исчезновение красной подрудной брекчии) позволяют связать распространение этих типов бокситов с определенными формами рельефа, существовавшего в раннеорловское время.

Две полосы красных бокситов — Новопристанская и Кукшикская — соответствуют долинообразным понижениям в рельефе, являвшимся, с одной стороны, артериями переноса бокситового материала, а с другой — местом его аккумуляции. Разделяющая эти полосы зона отсутствия красных бокситов и красной подрудной брекчии была водоразделом, где эти бокситы, вероятно, и не отлагались. Значительная ширина полос развития красных бокситов (3—4 км) при выдержанной и весьма постепенно изменяющейся мощности, однородный литологический состав бокситового тела, свидетельствуют о слаборасчлененном рельефе широких долин с пологими склонами.

Область развития серых бокситов и аллитов. Серые бокситы и аллиты распространены практически на всей исследуемой территории, перекрывая почти все типы описанных выше руд, а также разделяющую Новопристанскую и Кукшикскую полосы зону отсутствия красных бокситов. Кроме того, они протягиваются узкой каемкой вдоль северо-западной границы Новопристанской полосы красных бокситов, быстро (на протяжении 0,5—1 км) выклиниваясь к северо-востоку. Области развития серых бокситов и аллитов включают в себя безрудные участки (см. фиг. 3), где имеется только брекчия серого аллита в известняках подошвы. Это были, вероятно, наиболее припод-



Фиг. 3. Карта распространения литологических типов орловских отложений ЮБРа 1—бокситы красно-коричневые; 2—аллиты, сиаллиты красно-коричневые с железистыми бобовинами; 3—бокситы пестрые, оолитовые; 4—бокситы, аллиты серые; 5—безрудный контакт с брекчией серого аллита; 6—песчаники; 7—терригенно-карбонатные породы; 8—известняки; 9—границы распространения орловских отложений: а — нижней пачки, б — верхней пачки; 10—выходы бокситов; 11—скважины; 12—современное положение девонской (бокситоносной) пластины. В 1, 4, 9 пунктиром показаны предполагаемые границы и области развития типов бокситоносных отложений

нятые на исследуемой территории зоны, где накопления бокситов либо не происходило, либо они были размыты.

Образование серых бокситов связано с развитием трансгрессии и возникновением морских условий на рассматриваемой территории. Это привело к обесцвечиванию верхней части красного боксита, а также к образованию слоистого обломочного боксита и его перемыву.

Обесцвеченные бокситы серые, реже пятнистые и розоватые, бобово-обломочные, имеют постепенные переходы от кирпично-красных бокситов. По данным рентгеновского дифрактометрического анализа, они состоят из бемита со значительной примесью каолинита, а также пирита, иногда гематита. Таким образом, основным породообразующим минералом в обесцвеченных бокситах, так же как и в красных, является бемит, что еще раз свидетельствует о возникновении обесцвеченных бокситов из красных. От последних обесцвеченные бокситы отличаются увеличением содержания каолинита и заменой гематита пиритом.

Серые слоистые обломочные бокситы залегают с явными признаками размыва на обесцвеченных и красных бокситах и содержат в основании их обломки. Это сильно-пиритизированная порода с углефицированными растительными остатками. По данным рентгеновского дифрактометрического анализа, серый слоистый боксит в отличие от красного и обесцвеченного состоит в основном из диаспора со значительной примесью

пирита. В примеси содержатся также бемит, шамозит и анатаз. Глинозема в сером боксите больше, чем в красном, однако значительная примесь серы сильно ухудшает его качество (см. таблицу). Резкое различие в минеральном составе серого боксита, с одной стороны, и красного и обесцвеченного — с другой, еще раз говорит о принципиально иных условиях образования первого.

Серый боксит под микроскопом слоистый, обломочный с оолитами. Слоистость обусловлена неравномерным распределением бобовин и оолитов, а также пирита, составляющего 3—5%. Оолиты размером до 0,5 мм составляют до 30% от всей породы, представлены среднекристаллическим диаспором, редко кальцитом, с 1—3 оболочками тонкокристаллического диаспора (?). Оолиты и бобовины не содержат пирита. Цемент сложен тонкокристаллическим веществом (судя по данным дифрактометрии — диаспоры с примесью каолинита), а также пиритом, который на отдельных участках служит цементом для оолитов. Мощность серого боксита значительно меньше, чем красного, в среднем 0,1—0,3 м.

Серый боксит постепенно сменяется породами верхней пачки. На границе с бокситами последние часто содержат оолиты, такие же, как в боксите, и пирит.

Таким образом, образование серого слоистого боксита связано с началом обширной трансгрессии, развитие которой привело к возникновению терригенных и карбонатных пород верхней пачки орловского горизонта.

Верхняя пачка орловских отложений представлена терригенно-карбонатными породами, характер распространения которых резко отличается от распределения литологических типов нижней пачки. В верхней пачке выделяются три типа пород — терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные.

Область распространения терригенных пород занимает западную половину территории. Отложения представлены кварцевыми песчаниками и алевролитами с карбонатно-глинистым цементом, светло-серыми, зеленоватыми, слоистыми, с прослоями аргиллитов. Мощность отложений сильно изменчива — от 1 до 10 м. Характер распространения, состав и текстура этих пород свидетельствуют об их образовании в прибрежно-морских условиях.

Область распространения терригенно-карбонатных пород. Терригенные породы к северо-востоку постепенно сменяются терригенно-карбонатными отложениями, протягивающимися узкой полосой в субмеридиальном направлении. В центральной части территории породы этой области представлены глинистыми, глинисто-алевритистыми известняками, карбонатными аргиллитами, редко с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность этих отложений 3—5 м. Состав пород говорит о более глубоководных по сравнению с описанными выше условиях их образования.

Область распространения карбонатных пород находится на востоке территории. Карбонатные породы представлены серыми и темно-серыми известняками, часто глинистыми, слоистыми, на самом востоке территории — доломитизированными. На северо-востоке территории на участках, где бокситы выклиниваются, эти известняки лежат на светло-серых рифогенных известняках нижнего франа с размывом, зафиксированным брекчий серого аллита. Мощность описанных известняков 2 м. Образовались они уже в нормальных морских условиях.

Очевидно, самые глубоководные условия существовали в то время на востоке территории, а прибрежно-морские — на западе, т. е. трансгрессия расширялась с востока, а источник сноса терригенного материала находился на западе.

Как видно из сравнения характера распространения литологических типов пород нижней (бокситовой) и верхней пачек, условия их образования резко различались. Если при образовании нижней пачки углубление бассейна происходило к юго-западу, а источник бокситового материала находился на северо-востоке территории, то во время образований верхней пачки произошла коренная тектоническая перестройка района: море наступало с востока, а источник сноса терригенного материала был на западе. Следствием расширения этой трансгрессии, вероятно, явилось затухание источника бокситового материала.

В течение всей девонской истории, за исключением описываемого времени, трансгрессии, сменявшие эпохи континентальных перерывов, развивались с востока, соответственно источники сноса терригенного материала располагались всегда на западе, со стороны Русской платформы [2]. В континентальных и прибрежно-морских отложениях всех уровней, отвечающих этим континентальным перерывам, бокситы отсутствуют.

Единственным исключением была область сноса, появившаяся на востоке территории, которая дала материал для накопления бокситов. Она существовала недолго, и уже в позднеорловское время исчезла, сменившись традиционной областью сноса, представлявшей безрудный терригенный материал для образования терригенно-карбонатных пород верхней пачки. Источник терригенного материала на западе существовал и во время образования нижней (бокситовой) пачки, но его влияние сказалось только на западе исследуемой территории, где отлагавшиеся в то время красно-коричневые аллиты и сналлиты с железистыми бобовинами содержат значительную примесь терригенного материала.

Район ЮУБРА интересен кроме уникальности времени образования девонских бокситов еще и тем, что, будучи расположен в многоэпиклинальной зоне, несет в себе признаки и геосинклинали, и платформы. Поэтому рассматриваемые отложения, в том числе и бокситы, нельзя отнести ни к типичным платформенным, ни к типичным геосинклиналим образованиям.

Такие признаки, как отсутствие кор выветривания, залегание бокситов на рифогенных известняках, морфологическое сходство бокситов и вмещающих толщ ЮУБРА

с типично геосинклинальными бокситами СУБРа свидетельствуют об их принадлежности к геосинклинальному типу. С другой стороны, сглаженный рельеф широких долин с пологими склонами, в условиях которого формировались описываемые бокситы, более низкое их качество в сравнении с теми же бокситами СУБРа, большее развитие в них наложенных процессов, таких, как шамозитизация и каолинизация, говорят об их принадлежности к платформенному типу.

Более детальная характеристика этих признаков — задача дальнейших исследований, но уже в настоящее время бокситы ЮУБРа можно выделить в своеобразный тип, переходный от геосинклинального к платформенному, с характерными для него особенностями бокситообразования.

Литература

1. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974, с. 103—125.
2. Мкртчян О. М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980, с. 73—97.
3. Орлова П. В. Зависимость качества бокситов Южно-Уральских месторождений от их положения в структурно-фациальных зонах. — Сов. геология, 1962, № 5, с. 47—57.
4. Плюснин К. П. Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала, их возраст и структурное положение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4, с. 133—137.
5. Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гугулан А. М. О плоских надвигах на западном склоне Урала. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 57—61.
6. Шишаков В. Б. Условия образования и размещение бокситов и диаспор-шамозитовых руд на западном склоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 1, с. 184—186.
7. Шишаков В. Б. Условия формирования и некоторые геохимические особенности бокситов западного склона Южного Урала: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минералог. наук. М., 1970. 23 с.
8. Porrenga D. H. Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. — Marine Geol., 1967, № 5, p. 495—501.

ВИМС,
Москва

Поступила в редакцию
21.I.1982

УДК 553.492.1

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАТЕРИТНЫХ ПОКРОВОВ НА СКЛАДЧАТОМ СУБСТРАТЕ

БРОНЕВОЙ В. А.

Исходя из общих представлений о формировании кор выветривания, в качестве одного из факторов, определяющих развитие этого процесса, обычно называют строение пород субстрата. При этом имеется в виду, что чем более проницаемы для выветривающих растворов материнские породы, тем выше скорость и интенсивность выветривания.

Это положение нуждается, однако, в дальнейшем уточнении и детализации на базе фактического материала.

Интересные данные по этому вопросу получены при изучении бокситов Восточного побережья Индии (штаты Орисса и Андхра-Прадеш)¹. Здесь на площади около 15 тыс. км² индийскими геологами обнаружено более 40 залежей латеритных структурных бокситов с общими запасами 2 млрд. т. Часть залежей достаточно хорошо изучена по материалам опробования скважин, шурфов, канав, штолен (со сгущением сети до 100×50 м), а также по естественным обнажениям.

Анализируя эти материалы, можно сделать следующие выводы.

1. Бокситы Восточного побережья Индии представляют собой верхние горизонты латеритной коры выветривания, развивающейся по отчетливо слоистой толще гранат-силлиманитовых и кварц-полевошпатовых гнейсов и гранулитов, входящих в состав метаморфизованной и сложно дислоцированной (изоклинальная складчатость) кондалитовой формации архея. Мощность отдельных прослоев этой толщи, сложенной породами существенно разного состава (преимущественно кварц-полевошпатовые, кварц-гранатовые, кварц-силлиманитовые и смешанные), изменяется от первых миллиметров до многих сотен метров. Падение пород кондалитовой формации, как правило, юго-восточное. По простиранию с юго-запада на северо-восток средние углы падения изменяются от 20—40 до 60—80°.

2. Все обнаруженные в этом районе залежи бокситов приурочены к положительным формам рельефа, которые в отличие от ряда других бокситовых регионов не являются столообразными. Абсолютные отметки вершин гор в пределах месторождений

¹ Кроме опубликованных материалов [1—3] при подготовке работы использованы наблюдения группы советских геологов (П. С. Матвеев, В. П. Абрамов, Л. П. Малаева, В. А. Броневой), проводивших в течение трех месяцев 1978 г. экспертную оценку бокситовых месторождений шт. Андхра-Прадеш

Зависимость строения и состава бокситов от среднего угла падения пород субстрата

Сравнительные параметры	Месторождение	
	Саптарла (блок 3)	Галиконда
Тип субстрата	Кондалиты	Кондалиты
Средний угол падения пород субстрата	30—40°	50—60°
Средняя мощность кондиционных руд, м	13,0	17,7
Среднее изменение мощности кондиционных руд между соседними скважинами по профилям, м		
вкост простирающихся пород субстрата	5,8	14,0
по простирающемуся пород субстрата	6,2	6,6
Средний состав бокситов		
Al ₂ O ₃ , %	48,2	48,5
SiO ₂ , %	1,9	2,6
μ _{Si}	25,1	18,3
Доля скважин, вскрывших внутри рудных тел некондиционные породы, %	42,1	57,1
Средняя мощность прослоев некондиционных пород, м	0,9	1,3
Средний состав некондиционных пород		
Al ₂ O ₃ , %	38,7	43,5
SiO ₂ , %	2,6	4,9
μ _{Si}	14,8	8,6
Доля (в % от общего к-ва) некондиционных прослоев, содержащих:		
SiO ₂ < 5%	83,3	45,7
SiO ₂ — 5—10%	16,7	50,9
SiO ₂ > 10%	—	3,4

достигают 900—1500 м, относительные превышения — десятки и первые сотни метров при углах наклона склонов до 30—70°.

3. Ориентировка бокситовых тел (как и форм рельефа) в плане тесно связана с элементами залегания пород субстрата. При умеренных углах падения (20—40°) рудные тела ориентированы по двум направлениям — падению и простирающемуся материнских пород. С увеличением угла падения последних начинает доминировать одно направление, соответствующее простирающемуся пород субстрата. При этом образуются отчетливо асимметричные, вытянутые в плане тела.

4. Коры выветривания (в том числе бокситы) хотя и приурочены только к верхним частям рельефа, но не локализованы на его вершинах, а располагаются в верхней части склонов. Собственно вершинные участки рельефа характеризуются малой мощностью коры выветривания и полным отсутствием или низким качеством бокситов. При переходе от вершин к подножию склонов залежи бокситов фиксируются только на участках с вполне определенными углами наклона склонов (не более 25—30°). При этом максимальные мощности кор выветривания и бокситов приурочены к склонам с углами наклона от 12 до 19°. Возрастание или уменьшение крутизны склонов приводит к уменьшению мощности кор выветривания и бокситов и ухудшению качества последних.

Таким образом, в разрезе залежи описываемых латеритных бокситов представлены асимметричными линзообразными телами, более или менее отчетливо облекающими положительные формы рельефа. В связи с увеличением мощности рудных тел от вершин к подножию склонов средний угол наклона их кровли в 1,5—2,5 раза меньше среднего угла наклона подошвы, который нередко достигает 25—30°, а на отдельных участках даже 35—40°.

5. Мощность кор выветривания и бокситов зависит также и от углов падения пород субстрата. Обычно, чем больше угол падения пород субстрата, тем больше средняя мощность кор выветривания и бокситов. Однако с ростом углов падения возрастает и степень неоднородности кор выветривания (а также и залежей бокситов) как геологических тел (табл. 1).

Именно поэтому максимальная бокситоносность разреза (количество запасов на 1 км² площади) при максимальном (для описываемых месторождений) среднем качестве руд характерна для участков с углами падения пород субстрата от 30—40 до 50—60°.

6. Сводный профиль латеритной коры выветривания на кондалитах в описываемом регионе может быть разделен на три зоны (сверху вниз):

Зона сапролита — частично каолинизированные породы субстрата, сохранившие в значительном количестве силлиманит, гранаты и реже полевые шпаты. Мощность до 8 м.

Переходная зона — различной степени выветрелые породы субстрата, представленные бокситами самого разного качества, высокоглиноземистыми железняками и железистыми каолинами с прослоями пород, аналогичными описанным в зоне сапролитов. Мощность до 25 м.

Вертикальная (среднестатистическая) изменчивость химического состава бокситов на месторождениях Галиконда, Саппарла (блок 3) и Джарелла (блок 2)

Интервалы разреза	Средняя мощность, м	Число рядов проб, шт.	Средний химический состав, %					
			Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П. п. н.
Высокожелезистые бокситы (некондиционные)	1,6	280	39,52	5,23	7,6	31,24	1,90	21,92
Кондиционные бокситы								
верхняя треть залежи	3,9	1120	45,97	2,14	21,4	25,68	1,96	24,63
средняя треть залежи	3,9	1120	46,95	1,67	25,0	23,91	2,09	25,21
нижняя треть залежи	3,9	1120	49,97	2,23	22,4	19,03	2,26	26,57
Переслаивание бокситов, каолиновых глин и выветрелых кондалитов								
1 м ниже подошвы бокситов	1,0	320	41,76	8,84	4,7	25,09	2,18	21,61
2 м ниже подошвы бокситов	1,0	290	40,31	12,84	3,1	23,78	2,04	20,53
3 м ниже подошвы бокситов	1,0	180	38,32	14,30	2,7	25,07	2,05	19,76
Материнские породы (кондалиты) *		6	20,44	62,91	0,3	11,20	0,65	0,3

* Кроме того, в этих породах определены в среднем (в %): CaO — 2,27, MgO — 1,31, K₂O — 2,48, Na₂O — 1,28.

Зона бокситов — преимущественно высококачественные бокситы (Al₂O₃ > 40%, SiO₂ < 5%) с относительно редкими (до 3—5% от мощности разреза) прослоями высокоглиноземистых железняков, аллитов и каолинизированных пород субстрата. Мощность до 53 м.

Таким образом, общая мощность латеритного профиля выветривания в описываемом регионе 50—80 м, причем бокситы встречаются практически по всему разрезу, кроме нижних 5—8 м на некоторых участках.

Весь разрез латеритной коры выветривания в данном случае представлен только образованиями с хорошо сохранившимися реликтами структур и текстур материнских пород. Выполненные индийскими геологами съемки поверхности бокситовых залежей позволяют по замеру реликтовой слоистости удовлетворительно судить о характере и элементах залегания подстилающих пород.

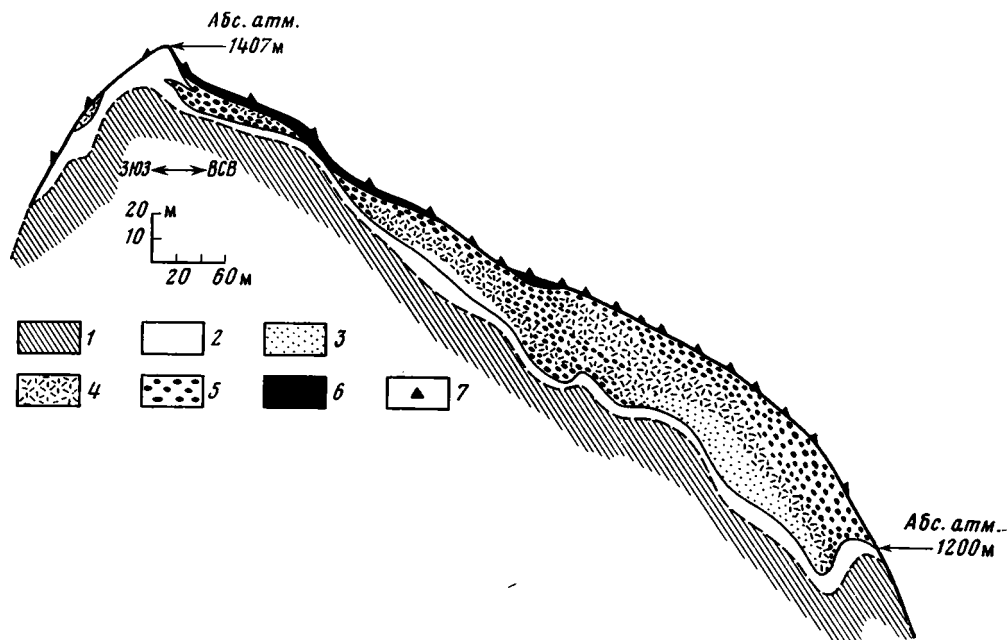
Переотложенные или химически переработанные продукты латеритной коры выветривания (бокситовые брекчи, конгломераты и гравелиты, а также бобово-оолитовые породы), так широко развитые в других регионах тропического пояса, здесь отсутствуют, если не учитывать типичные современные свалы у подножия крутых обрывов. Отсутствуют также и породы, перекрывающие бокситы. Лишь в отдельных западинах рельефа фиксируются маломощные почвы и отложения мелких, пересыхающих в сухой сезон верховых болот.

7. В пределах профиля описываемых кор выветривания поинтервальным опробованием скважин и шурфов удалось выявить некоторую поверхность, являющуюся геологической и геохимической границей. В разрезе при пересечении этой поверхности наблюдается весьма резкое изменение концентрации практически всех петрогенных компонентов (табл. 2). В геологическом отношении этот рубеж соответствует границе между переходной зоной и зоной бокситов, а в геохимическом, вероятно, именно с этой поверхностью следует отождествлять уровень, в пределах которого устанавливается зеркало грунтовых вод во влажные сезоны. Выше отмеченной границы в пределах зоны бокситов по данным опробования выявляется своеобразная зональность, выражающаяся в изменении концентрации Al и Fe в вертикальном разрезе, а также по направлению от вершин рельефа к его подошве. Сверху вниз по разрезу и от вершины по направлению от подножия склона происходит постепенное увеличение среднего содержания Al₂O₃ от 30—40 до 50—60% и параллельное уменьшение содержания Fe₂O₃ от 30—40 до 10—20%.

В нижней (по абсолютным отметкам) части бокситовых залежей, вблизи их выклинивания (при увеличении крутизны склонов) наблюдается зональность, обратная описанной. Очевидно, всей зоне бокситов описываемых кор выветривания свойственна редуцированная субконцентрическая (линзообразная) зональность, характеризующаяся увеличением концентрации Al₂O₃ при параллельном уменьшении содержания Fe₂O₃ от дневной поверхности к внутренней части бокситовых залежей (фиг. 1, 2).

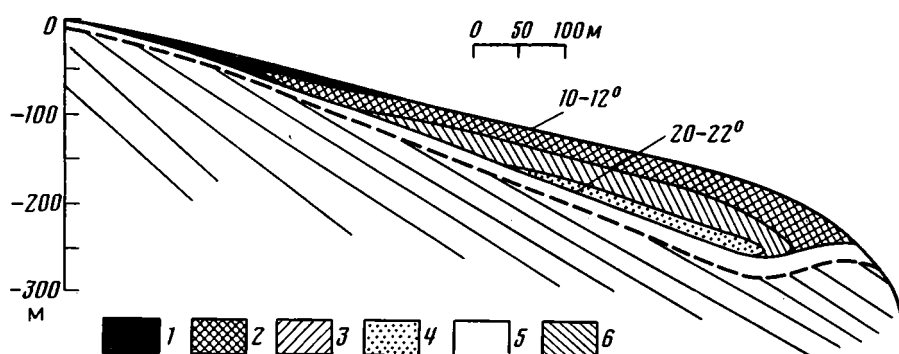
В основе всех наблюдаемых тенденций лежат факторы, определяемые особенностями фильтрации атмосферных осадков, выпадающих на поверхность островершинного рельефа, развивающегося по слоистому складчатому субстрату.

При этом одновременно образовались как сам рельеф, так и коры выветривания на его положительных формах. Последние формируются на участках развития наибо-



Фиг. 1. Литологический профиль через месторождение Галиконда, ориентированный по падению материнских пород

1 — кондалиты; 2 — зоны коры выветривания — сапролитов и переходная; 3—6 — зона бокситов: 3 — $\text{Al}_2\text{O}_3 > 50\%$, 4 — Al_2O_3 45—50%, 5 — Al_2O_3 40—45%; 6 — $\text{Al}_2\text{O}_3 < 40\%$; 7 — разведочные выработки



Фиг. 2. Схема химической зональности зоны бокситов

1 — $\text{Al}_2\text{O}_3 < 40$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 30$, SiO_2 1—5, $\mu_{\text{Si}} > 8$; 2 — Al_2O_3 40—45, Fe_2O_3 25—30, SiO_2 2—3, μ_{Si} 15—20; 3 — Al_2O_3 45—50, Fe_2O_3 20—25, SiO_2 1—2, $\mu_{\text{Si}} > 20$; 4 — $\text{Al}_2\text{O}_3 > 50$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 20$, SiO_2 2—3, μ_{Si} 15—20; 5 — $\text{Al}_2\text{O}_3 < 40$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 25$, $\text{SiO}_2 > 5$, μ_{Si} 1—8; 6 — кондалиты

лее плотных пород, которые одновременно и наименее проницаемы для выветривающих растворов. Уже только в связи с этим интенсивность выветривания, а, следовательно, мощность и степень проработанности исходных пород на собственно вершинных участках рельефа должна быть меньше, чем на площадях, примыкающих к ним.

Кроме того, должен сказываться и, видимо, сказывается еще один фактор, определяемый количеством фильтрующегося раствора. Если в собственно вершинных частях рельефа количество выветривающего раствора определяется только количеством выпадающих осадков (помноженным на коэффициент динамической проницаемости латеритных пород), то чем дальше от вершины, тем больше должно быть растворов, поступающих в зону выветривания за счет дополнительных количеств воды, фильтрующейся из осадков, стекающих по поверхности рельефа.

В связи с этим от вершины по направлению к подножию положительных форм рельефа при некоторой не слишком большой крутизне склонов (в рассматриваемом случае не более 25—30°) мощность и проработанность коры выветривания должны постепенно нарастать, что и наблюдается в действительности. При этом процесс выветривания максимально развивается на участках с оптимальным сочетанием крутизны склонов, фильтрационной способности пород, их устойчивости к механическому раз-

рушению и интенсивности атмосферных осадков (для данного региона оптимальная крутизна склонов 12—19°).

При большом количестве одновременно выпадающих осадков в зоне выветривания возникает своеобразный геохимический барьер, обусловленный разделением фильтрующегося потока на две зоны: верхнюю, характеризующуюся относительно быстрой субвертикальной фильтрацией и чередованием циклов обводнения и осушения в сезон дождей, и нижнюю, для которой в сезон дождей характерно почти постоянное обводнение и соответственно замедленная скорость фильтрации. Этот геохимический барьер служит границей бокситовой и переходной зон профиля выветривания.

Весьма энергичная фильтрация обогащенных кислородом растворов выше этой границы приводит к быстрому удалению из исходных пород растворимых компонентов и формированию структурных бокситов. При этом в связи с существенно разной подвижностью железа и алюминия последний частично перемещается в нижние горизонты зоны бокситов, создавая тем самым вышеописанную зональность.

При достаточной длительности этот процесс мог бы привести к формированию в кровле профиля выветривания существенно железистой кавернозной кирасы и разрушению реликтовых структур и текстур материнских пород (аналогично большинству разрезов Западной Африки). Отсутствие таковой свидетельствует о кратковременности процесса латеритного бокситообразования в юго-восточной Индии в прошлом или о весьма молодом возрасте этих профилей выветривания.

Вследствие того, что возникновение горной системы Восточных Гат в их современном виде связывается с миоплиоценовой орогенической эпохой, а также из-за наличия признаков латеритного выветривания фаунистически охарактеризованных миоплиоценовых осадков, залегающих на кондалитах в соседних районах, вполне справедлива точка зрения индийских геологов о постмиоплиоценовом возрасте латеритных кор выветривания рассматриваемого региона [2].

Описанная схема развития процесса выветривания на складчатом слюистом субстрате хотя и сохраняется при любых углах падения латеритных пород, но состав и строение продуктов выветривания в зависимости от этого фактора варьирует в значительных пределах.

Это объясняется тем, что при углах падения пород субстрата свыше 20—30° площадьная кора выветривания представляет собой совокупность совмещенных в пространстве профилей выветривания по породам разного состава.

Поэтому увеличение угла падения пород субстрата, создавая более благоприятные условия для выветривания (рост фильтрационной способности пород) и стимулируя соответственно увеличение мощности коры выветривания, одновременно приводит к нарастанию степени неоднородности коры выветривания как геологического тела. Это явление при больших углах падения пород субстрата (более 50—60°) оказывает настолько большое влияние на кору выветривания, что становится одним из определяющих факторов при промышленной оценке месторождений бокситов, связанных с описываемыми образованиями.

Литература

1. The East Coast bauxite deposits of India.— Geol. Surv. of Ind., Bull., 1979, A-46, p. 1—13.
2. Raman P. K. The bauxite deposits of Anantagiri, Visakhapatnam district, Andhra Pradesh.— J. Geol. Soc. Ind., 1976, v. 17, № 2, p. 236—244.
3. Nath J. S. Geological framework and resource potential of Indian bauxite. Aluminium Congress, India, 1982, p. C : 01—C : 21.

ВАМИ
Ленинград

Поступила в редакцию
19.IV.1982

ХРОНИКА

УДК 551.71/72

ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ЭКЗОГЕННОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
(О V ВСЕСОЮЗНОМ СОВЕЩАНИИ «ЛИТОЛОГИЯ И ОСАДОЧНАЯ
ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ»)

БЕЛОВ А. Н., СЕРАЛИН Р. С.

V Всесоюзное совещание «Литология и осадочная геология докембрия» проведено 8—10 октября в г. Алма-Ате в соответствии с решением X Всесоюзного литологического совещания и планом работы секции литологии и осадочной геологии докембрия Междугосударственного литологического комитета в рамках проекта «Металлогения докембрия» Международной программы геологической корреляции. Организацией совещания занимались Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР и Институт литосферы АН СССР. Совещание подвело итоги исследованиям в области экзогенной геологии за 8 лет, прошедших со времени проведения последнего, IV Всесоюзного совещания, осуществленного в ранге X Всесоюзного совещания в г. Москве в 1973 г. В работе совещания приняли участие 300 человек, представлявших 24 научные и 23 производственные организации, 13 вузов страны. На пленарных заседаниях заслушано 28 проблемных докладов, рассмотрено более 70 стендовых докладов, более 25 участников выступили в дискуссии. Началу работы совещания предшествовал выпуск сборника¹, в котором опубликованы 149 тезисов докладов.

Совещание открыл председатель оргкомитета вице-президент АН СССР, акад. А. В. Сидоренко, который в своем докладе рассмотрел вопросы эволюции и тесного взаимодействия в геологической истории развития Земли, таких ее составляющих, как биосфера и земная кора, показал важность этих процессов в понимании закономерностей становления геологических формаций в докембрийское время, наметил очередные главные проблемы и пути их решения на дальнейший период развития научных исследований в области экзогенной геологии докембрия. В проблемных докладах других исследователей освещены основные аспекты литологии и осадочной геологии докембрийского времени. Подчеркнуто значение процессов экзо-, седименто- и биолито-генеза практически на всех этапах геологического развития Земли, в том числе самых ранних — около 3,8 млрд. лет назад (В. А. Теняков). Рассмотрены закономерности развития биолито-генеза в докембрии, показано влияние его на общий литогенез в докембрии и в целом на формирование земной коры, а также на металлогенетические особенности регионов (Св. А. Сидоренко). Изучение проблемы осадконакопления на ранних стадиях геологического развития Земли на основе анализа естественных ассоциаций отложений, условий осадконакопления и источников вещества (с использованием данных по Анабарскому массиву) позволило прийти к выводу о существовании древнейшего анортозитового слоя первичной коры, залегающего на границе с мантией, и о возникновении начальных седиментогенных ингредиентов литосферы при вовлечении анортозитов и дацитовых продуктов их выплавки в сферу экзогенных процессов (О. М. Розен). В докладе Ю. А. Борщевского показано, что геохимическая обстановка на первозданной Земле, определявшаяся рядом космогонических и космохимических причин, обусловила чрезвычайно раннее начало геологической и биологической истории Земли. На основании изучения докембрийских образований Балтийского щита установлена связь состава, структурно-текстурных, морфологических и общих геолого-экономических характеристик рудных образований раннедокембрийского возраста с исходной формационной принадлежностью вмещающей среды (В. З. Негруца).

Серия докладов посвящена литологии, метаморфизму и металлогении докембрия срединных массивов в Казахстане, на Урале и в других районах страны. Рассмотрение позднекембрийских осадочных фаций геосинклинального развития Большого Каратау показало, что образование крупной трансгрессивной серии шельфовых осадков связано с размытом участком со сформировавшейся континентальной корой (П. Т. Тажибаева и др.). Изучение кристаллического основания Казахстана позволило выделить вулканогенно-плутонический и вулканогенно-терригенный ряды пород, метаморфизм которых протекал в условиях гранулитовой фации, сменившихся затем дистен-силлиманитовыми РТ-условиями. Чехол сложен вулканогенно-терригенными и терригенными породами, в верхней части — хемогенно-терригенными (А. А. Абдуллин и др.). Установлено широкое участие слоистых метаосадков для докембрийских комплексов метаморфических пород Среднеазийского складчатого пояса — архейского, нижнепротерозойского, среднепалеозойского (нижнерифейского?) и верхнерифей-вендского (Л. Н. Бель-

¹ Литология и осадочная геология докембрия (тезисы докладов). Алма-Ата: Наука, 1981. 199 с.

кова, В. Н. Огнев). Изучение докембрийских образований в Буреинском срединном массиве, представленных буреинским (нижний протерозой) и хинганским (верхний протерозой) комплексами, показало также повсеместное развитие в них первично-осадочных пород (Е. А. Кулиш). В докладе Т. Г. Павловой изложены результаты седиментологического анализа отложений докембрия Улутауского массива, Восточно-Мугджарского и Сысертско-Ильменогорского антиклинориев, для которых установлены два типа разрезв: аркозово-граувакковый и вулканомиктовый. В докладе А. И. Анатольевой рассмотрена проблема изучения докембрийских континентальных ландшафтов.

Значительное число докладов посвящено углеродистым отложениям и их рудосодержанию. Первично-осадочные металлоносные особенности углеродистых формаций определяются не только структурно-фациальными условиями их формирования, но и в значительной степени характером органического вещества. В процессе метаморфизма элементы разделяются совместно с органической составляющей в результате возникновения металлоорганических соединений. При метаморфогенной трансформации органического вещества происходит разрушение связей и выпадение полезных компонентов (Н. А. Созинов). Выделенные формационные типы углеродистых отложений находят подтверждение в петрохимических и геохимических особенностях пород, слагающих эти формации, и дают возможность вплотную подойти к вопросам прогнозной оценки этих потенциально рудоносных образований (О. В. Горбачев, Н. А. Созинов). Исследование связанного органического вещества рифей-вендских отложений Средней Азии выявило его роль в концентрации Au, Cu, Zn, V, Mo и др. (А. М. Акрамходжаев, Дж. Сургутанова). Изложены новые данные, подтверждающие гипотезу возникновения рудоносных флюидов в процессе метаморфизма металлоносных «черных» сланцев (М. Н. Альтгаузен). В результате изучения особенностей металлоносности углеродистых докембрийских отложений Казахстана установлено, что наиболее золотоносны терригенно-углеродистая и карбонатно-кремнисто-вулканогенно-углеродистая формации (Л. Г. Марченко). Региональные закономерности строения, формирования и металлоносности углеродистых отложений Северного Улутау, Тянь-Шаньской складчатой системы, Кольского региона, Карелии и Жуантобе-Чуйской рудной провинции рассмотрены в докладах Д. С. Кунаева и А. В. Попова, К. Е. Калмурзаева и др., А. А. Предовского и др., А. С. Крюкова и А. Ф. Ковалевского.

Серия докладов посвящена закономерностям формирования пород и руд на ранних стадиях геологического развития Земли. Результаты исследований вулканогенно-осадочных отложений и их фундамента в древнейших датированных комплексах показали, что «серые гнейсы», представляющие собой наиболее древние кислые породы Земли, в каждом регионе подразделяются на несколько возрастных и генетических групп (О. А. Богатиков, М. С. Марков). В докладе А. В. Авдеева рассмотрены планетологические аспекты земного корообразования. Древнейшие расслоенные ассоциации Земли Эндербй, представленные толщей эндербитов и чарнокитов с прослоями ультраосновных пород, очевидно, являются земными эквивалентами лунной «континентальной» расслоенной ассоциации анортозиты — габброиды — перидотиты. Рассмотрев вопросы осадконакопления в раннем докембрии, К. И. Хейсканен высказал ряд положений о составе поверхности планеты в ранние этапы ее развития и первичной атмосферы Земли. Э. Б. Наливкина предложила модель образования и развития земной коры в докембрии, в соответствии с которой выделен ряд стадий — океаническая, континентальная, океанизация континентальной коры, кратонизации, рифтогенеза, регенерации кратонов. Однако источники вещества и проблема пространственного баланса его остались неясными. Изучение кольцевых структур ранних этапов геологической истории Земли показало важную роль кольцевых систем и структур в строении древних щитов, что позволяет по-новому подходить к проблеме анализа металлогении раннего докембрия (В. В. Моралев, М. З. Глуховский). О закономерностях геологического строения докембрийских массивов Центральной Европы сообщил проф. Г. Ю. Тешке (ГДР).

Выступившие в дискуссии отметили возросший уровень исследований, важность проведенного обсуждения и высказали ряд пожеланий по дальнейшему расширению и углублению исследований в области экзогенной геологии докембрия, в частности, детальному минералогическому и структурно-литологическому изучению пород.

На совещании было принято решение, в котором намечены следующие основные задачи дальнейших исследований в рассматриваемой области:

1. Углубление и расширение исследований структурно-текстурных особенностей, геологии и литологии всех типов отложений и их естественных ассоциаций с последующим переходом к изучению первично-осадочных и вулканогенно-осадочных формаций и, далее, к изучению единых крупных бассейнов осадконакопления и к установлению связи между этими бассейнами и возникающими при их метаморфизме петрографическими провинциями. Это позволит установить соотношения объемов экзогенных образований на определенных геосторических рубежах, а затем выявить этапность экзогенного развития Земли в соответствии с радиологическими и геотектоническими эпохами, что позволит перейти к выявлению типов и эволюции литогенеза в докембрии.

2. Изучение закономерностей распределения органического вещества в докембрийских отложениях, исследование его формационных, структурных, геохимических и генетических особенностей. Целью этих исследований должно явиться установление форм биологической активности и их эволюции, степени влияния биогенных факторов на докембрийский литогенез и выявление генезиса рудных и углеводородных накоплений, нередко связанных с докембрийскими толщами, обогащенными органическим веществом.

3. Изучение седиментогенных пород и процессов на ранних стадиях геологического развития Земли с целью раскрытия эволюции условий экзогенеза и установления за-

кономерностей в образовании первичной земной коры, литосферы и выявления особенностей металлогении этой эпохи.

4. Дальнейшее развитие теории формирования первично-осадочных и метаморфогенных руд в докембрийских комплексах.

5. Изучение постседиментационных преобразований и метаморфизма, исследование связи проявлений метаморфизма с исходным составом пород, что существенно для палеогеографических реконструкций и установления условий осадконакопления, а также для выявления закономерностей металлогении.

6. Совершенствование геологических, минералогических, геохимических и других методов выявления первичной природы и условий осадконакопления в разной степени метаморфизованных комплексов докембрия.

Рекомендовано опубликовать труды совещания в виде тематического выпуска «Проблемы осадочной геологии» и продолжить регулярное обсуждение проблем экзогенной геологии докембрия на всесоюзных совещаниях и семинарах.

ИЛСАН

Поступила в редакцию
14.VI.1982

АНДРЕЙ КАРПОВИЧ ГЛАДКОВСКИЙ

(К восьмидесятилетию со дня рождения)

Изучение месторождений бокситов на Урале, исследование вещественного состава руд алюминия связано с деятельностью профессора, доктора геолого-минералогических наук Андрея Карповича Гладковского. В октябре 1982 г. А. К. Гладковскому исполнилось бы 80 лет. Он родился в 1902 г. в г. Умани Черкасской области в семье крестьянина бедняка. В детстве он обнаружил тягу к учению, но чтобы иметь возможность окончить среднюю школу, ему пришлось заниматься репетиторством.

В 1925 г. по путевке воздушного отряда Красной Армии, где проходила его военная служба, А. К. Гладковский поступает на рабфак в г. Свердловске. Затем следует учеба на геологоразведочном факультете Уральского политехнического института, который был им успешно окончен в мае 1930 г.

В период 1930—1945 гг. А. К. Гладковский работал в геологических партиях и экспедициях, занимаясь геологической съемкой и поисками полезных ископаемых. Хромиты, киноварь, золото, платина были объектами его исследований. Однако основной интерес он проявил к бокситам, впервые обнаруженным на восточном склоне Среднего и Северного Урала в начале 30-х годов. Дальнейшему изучению вещественного состава и закономерностей размещения месторождений этого столь необходимого для страны полезного ископаемого Андрей Карпович посвятил всю свою творческую жизнь.

В 1932—1934 гг. А. К. Гладковский по решению Совета Труда и Оборона занимался разведкой Соколовского месторождения бокситов в Каменском районе Свердловской обл. В годы Великой отечественной войны это месторождение, сейчас уже отработанное, давало основную массу «крылатого металла» для оборонной промышленности страны.

В качестве начальника и главного геолога Турьинской экспедиции (Серовский р-н) А. К. Гладковский осуществлял руководство геологическими исследованиями месторождения «Красная Шапочка» — первенца в крупнейшем Североуральском бокситоносном бассейне Урала. При его непосредственном участии проводились поисково-съемочные и разведочные работы на бокситы в Исовском и Серовском районах.

С 1941 по 1945 гг. А. К. Гладковский занимался поисками и разведкой бокситов на восточном склоне Северного Урала. Им была выполнена предварительная разведка Богословского и Тотинского месторождений, впервые открыты группа Талицких и Курдюмовское месторождения.

За период работы в производственных геологических организациях А. К. Гладковский собрал и обобщил богатейший фактический материал по основным месторождениям бокситов Урала, ставший основой его кандидатской диссертации, защищенной им в 1945 г. После ее защиты Андрей Карпович перешел на работу в Уральский государственный университет им. А. М. Горького, где вскоре (в 1947 г.) успешно защитил докторскую диссертацию. За период работы в университете А. К. Гладковский занимал должности заведующего кафедрой месторождений полезных ископаемых, декана геологического факультета, проректора по научной работе.

Значительным вкладом в познание геологии и вещественного состава уральских бокситовых месторождений была монография А. К. Гладковского и А. К. Шаровой «Бокситы Урала», опубликованная в 1951 г. Эта книга подвела итоги знаниям по геологии бокситов Урала за 20 лет их исследований. Она не утратила своего значения и до настоящего времени.

С 1959 по 1978 гг. А. К. Гладковский работал в Институте геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР в г. Свердловске, где организовал и возглавил лабораторию экзогенной металлогении, ставшую крупной и единственной на Урале научной единицей в деле изучения геологии, минералогии, петрографии, условий образования и закономерностей размещения бокситовых месторождений не только на Урале, но и в других регионах нашей страны.

Тщательное изучение вещественного состава бокситов из различных месторождений позволило А. К. Гладковскому обнаружить и детально описать восемь новых минералов, впервые встреченных в составе залежей уральских месторождений.

На протяжении многих лет А. К. Гладковский развивал гипотезу механического образования бокситов, предложенную ранее С. Ф. Малявкиным. Однако в последние годы жизни он пришел к мнению о том, что геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и месторождения района КМА сформировались в прибрежно-морских условиях в результате разгрузки субмаринно-гидротермальных рудообразующих алюминиевых растворов. Новые взгляды А. К. Гладковского нашли свое отражение в статье, напечатанной в Трудах Венгерского геологического института (1970) и в книге «Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом», опубликованной в 1975 г. совместно с О. Н. Огородниковым.

Отличительной чертой исследований А. К. Гладковского являлась тщательность, высокий научный уровень, а также независимость суждений и выводов, к которым он приходил в результате своих работ. Не оглядываясь на авторитеты и не опасаясь осуждения, Андрей Карпович с принципиальной настойчивостью отстаивал свои взгляды, нередко не совпадающие с общепринятой точкой зрения.

Научные заслуги Андрея Карповича получили широкое признание и среди зарубежных ученых. Он был участником многих международных конференций по изучению бокситов, вел широкий обмен научной информацией со многими зарубежными геологами, которые проявляли большой интерес к его научной деятельности.

Научное наследие Андрея Карповича превышает 100 статей и монографий, опубликованных как в нашей стране, так и за рубежом. Широта интересов А. К. Гладковского, его эрудиция, принципиальная требовательность к себе и своим коллегам по работе, преданность идеалам науки должны служить образцом для исследователей, продолжающих его дело.

Институт геологии и геохимии
УНЦ АН СССР,
Свердловск

Л. В. Анфимов, О. Н. Огородников

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUSOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAÏLOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 02.12.82	Подписано к печати 21.01.83	Т-04520	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Усл. кр.-отт. 15,0 тыс.	Уч.-изд. л. 16,4
		Тираж 1051 экз.	Бум. л. 5
		Зак. 4376	

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10