



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1977

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

2

МАРТ — АПРЕЛЬ

1977

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Г. А. Каледа, С. В. Тихомиров. У истоков советской литологии | 3 |
| С. В. Максимова. Турнейское осадкообразование в восточной части Русской платформы | 15 |
| И. К. Королук, М. В. Михайлова. Терминология, критерии выделения, классификация и методы изучения рифогенных отложений | 24 |
| Т. Н. Бельская, А. И. Осипова. Зависимость строения и состава окских отложений от палеорельефа на северо-западе Московской синеклизы | 36 |
| А. И. Осипова, Т. Н. Бельская. К исследованию карбона Русской платформы — основы модели осадкообразования в эпиконтинентальном море гумидной зоны | 48 |
| В. Н. Холодов, Ю. О. Гаврилов, Б. П. Градусов, Н. П. Чижикова. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. II | 63 |
| В. З. Блисковский, В. М. Колесникова, Т. С. Кузьмина. О фосфатах кальция из фосфоритов на севере советской Прибалтики | 81 |
| А. В. Ильин. Арасанское марганцевое месторождение в МНР | 88 |
| М. А. Яроцук. Изменение состава пород железистокремнистой формации Кривоурья как причина развития процессов рудообразования при метаморфизме | 97 |
| Э. Г. Сошнева, Б. И. Прокопчук. Гранулометрия и форма зерен ильменита, алмадина и пироксена из русловых отложений р. Анабар | 107 |

Краткие сообщения

| | |
|--|-----|
| Ю. М. Сенин, Е. М. Емельянов, Н. Г. Лозовая. О климатической зональности минерального состава и терригенно-минералогических провинциях донных осадков шельфа Западной Африки | 116 |
| Л. Е. Штеренберг, Т. А. Куприянова, Б. И. Воронин. О строении железомарганцевых конкреций Тихого океана | 125 |
| А. Д. Жижин. Современные прибрежно-морские россыпи янтаря на восточном побережье Сахалина | 133 |
| В. В. Шехоткин, Л. П. Горбач, С. И. Давидич. Цеолиты группы гейландита в пограничных мел-палеогеновых отложениях горного Крыма | 137 |
| С. И. Шуменко, И. В. Олишпиев. Горное молоко из пещер Крыма и Абхазии | 143 |

Методика

| | |
|--|-----|
| М. В. Слонимская. Газовая хроматография при интерпретации термических эффектов гуминовых кислот торфов | 148 |
|--|-----|

Критика и дискуссии

| | |
|--|-----|
| Г. И. Бушинский, В. Е. Закруткин. О книге В. В. Беляева «Минералогия и генезис бокситов Южного Тимана» | 156 |
|--|-----|

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1977

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| G. A. Kaleda, S. V. Tihomirov. At the sources of Soviet Lithology | 3 |
| S. V. Maximova. Tournaisian sedimentation in the eastern portion of the Russian platform | 15 |
| I. K. Korolyuk, M. V. Michailova. Terminology, criterions of choosing, classification and methods of studying of reef sediments | 24 |
| T. N. Belskaya, A. I. Osipova. The Making-up and composition of the Oksk sediments depending on paleorelief in the Northwestern Moscow syncline | 36 |
| A. I. Osipova, T. N. Belskaya. To exploration on carboniferous sediments of the Russian platform — basis for a sedimentation model of epicontinental sea of humid zone | 48 |
| V. N. Kholodov, Y. O. Gavrilov, B. P. Gradusov, N. P. Chizhikova. Clay minerals in the Chokraksko-Karaganskie sediments of the Eastern Predcaucasus. II | 63 |
| V. Z. Bliskovskiy, V. M. Kolesnikova, T. S. Kuzmina. On the calcium phosphates from phosphorites in the Northern Soviet Pribaltic | 81 |
| A. V. Ilyin. The Arasan manganese-ore deposit, Mongolian People's Republic | 88 |
| M. A. Yarozhchuk. The Changing of rock composition of the iron-siliceous formation in Krivoy Rog as a reason of the development of oreforming processes during metamorphic stage | 97 |
| E. G. Sochneva, B. I. Prokopchuk. Grain-size and — shape analyses of the ilmenite, almandine and pyroxene from the channel sediments of Anabar — river | 107 |

Short communications

| | |
|---|-----|
| Y. M. Senin, E. M. Emelianov, N. G. Lozovaya. Climatic zonality of mineral assemblages and terrigenous — mineralogical provinces in the bottom sediments of the West Africa shelf | 116 |
| L. E. Sterenberg, T. A. Kupriyanova, B. I. Voronin. On structure of the iron-manganese ore nodules from the Pacific Ocean | 125 |
| A. D. Zhizhin. The Recent nearshore amber placers on the eastern coast of Sakhalin | 133 |
| V. V. Shekhotkin, L. P. Gorbach, S. I. Davidich. Zeolites of the heulandite group in the boundary Cretaceous — Paleogene deposits of the Mountain Crimea | 137 |
| S. I. Shumenko, I. V. Olimpiev. The rock-milk from caves in the Crimea and Abkhazia | 143 |

Methods

| | |
|--|-----|
| M. V. Slonimskaya. Gase-chromatography for interpretation of thermal effects of peat's humic acids | 148 |
|--|-----|

Criticism and discussion

| | |
|---|-----|
| G. I. Bushinskiy, V. E. Zakrutkin. On the book by V. V. Belyaev «Mineralogy and genesis of bauxites of the Southern Timan | 156 |
|---|-----|

УДК 55(091)

У ИСТОКОВ СОВЕТСКОЙ ЛИТОЛОГИИ

Г. А. КАЛЕДА, С. В. ТИХОМИРОВ

В статье кратко рассматривается научная и общественная деятельность одного из основоположников науки об осадочных породах, профессора Михаила Сергеевича Швецова (1885—1975).

Научная, педагогическая и общественная деятельность Михаила Сергеевича Швецова неразрывно и гармонично слиты. Жизнь его тесно связана со становлением науки об осадочных породах и с развитием высшего образования в нашей стране на протяжении более 50 лет.

Научная работа М. С. Швецова развивалась по четырем направлениям: палеонтология, стратиграфия, региональная геология и литология. Соотношения между ними на протяжении жизни М. С. Швецова существенно менялись. Наиболее ранние работы Михаила Сергеевича, начатые еще на студенческой скамье, касались вопросов палеонтологии и стратиграфии. В 20-е и 30-е годы он уделял примерно одинаковое внимание вопросам стратиграфии и литологии, используя в стратиграфии не только палеонтологические, но и литологические методы.

После защиты докторской диссертации в 1938 г. и особенно после Великой Отечественной войны М. С. Швецов сосредоточил внимание почти исключительно на литологии. «...Региональная геология,— как справедливо отметил Н. С. Шатский (1958, стр. 5),— всегда была только источником для теоретических исследований в области стратиграфии и литологии». Поэтому, видимо, не случайно исследования, проведенные М. С. Швецовым в Тянь-Шане, Таджикской депрессии и Китае, где в те годы надо было решать региональные задачи, оказались по существу «экзотическим останцом», не оставившим в его деятельности заметного следа.

I

Вопросы стратиграфии были основными в геологии XIX в., когда закладывался фундамент современной стратиграфической шкалы. Первые детальные схемы появились во второй половине прошлого столетия и первых десятилетиях текущего. В то время в Москве работала группа блестящих стратиграфов, возглавляемая А. П. Павловым. Первые исследования М. С. Швецова, посвященные стратиграфии нижнемеловых отложений, были предопределены интересами его учителей, профессора А. П. Павлова и его ассистента А. Д. Архангельского, руководившего дипломной работой М. С. Швецова. В 1908 г., после осмотра обнажений Поволжья, изученных А. Д. Архангельским, М. С. Швецов в течение ряда лет изучал стратиграфию и палеонтологию нижнего мела и палеогена Абхазии, чокракско-караганских отложений Осетии.

О стратиграфическом значении белемнитов М. С. Швецов сделал доклад на XII съезде русских естествоиспытателей и врачей (декабрь

1909 — январь 1910 г.), а на следующем (XIII съезде в 1913 г.) выступил с сообщением на тему «К вопросу о классификации нижнемеловых белемнитов и новые данные о стадиях развития роста». Тогда же вышла в свет его первая монография, посвященная нижнемеловым белемнитам Абхазии (1913), положившая начало изучению нижнемеловых белемнитов в нашей стране. Молодой ученый тщательно анализировал вопросы систематики и онтогенеза этой группы организмов и подчеркивал ее стратиграфическое значение. Им было впервые доказано присутствие в Закавказье всех ярусов нижнего мела. Тогда же М. С. Швецов провел биостратиграфические исследования палеогена Западного Закавказья.

Наиболее важное научное значение в области стратиграфии имели работы М. С. Швецова по нижнекаменноугольным отложениям Центральных районов Русской платформы, начатые в 1919 г. в связи с региональными исследованиями территории 58 листа общей геологической карты Европейской России. Уже первые шаги его в этом направлении показали, что прежняя схема стратиграфии не может быть основой геологического картирования. М. С. Швецов пришел к заключению, что только комплексное и детальное изучение строения, петрографического состава, фациальной изменчивости и фауны может быть положено в основу расчленения внешне однообразных, но при внимательном рассмотрении весьма изменчивых карбонатных толщ. Один палеогеографический метод здесь недостаточен. М. С. Швецов лично занимался картированием, петрографической обработкой каменного материала и описанием фауны. В самом начале исследований его внимание привлекла группа *Productus giganteus*, которая сыграла большую роль в разработке стратиграфии нижнего карбона и анализе условий осадкообразования.

В статье «К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна» (1922) М. С. Швецов выделил алексинскую, тульскую и серпуховскую толщи, а между двумя последними — веневскую свиту. В дальнейшем эта схема была уточнена и дополнена (Швецов, 1932, 1938), а впоследствии легла в основу стратиграфии нижнекаменноугольных разрезов Русской платформы. К ней, как к прототипу, привязывались разрезы и других регионов. В настоящее время эта схема с некоторыми терминологическими изменениями положена в основу предлагаемой международной стратиграфической шкалы карбона (Ротай, 1975). Жизненность стратиграфических схем М. С. Швецова объясняется тем, что к решению вопросов стратиграфии он подходил с позиций комплексных геологических исследований и для корреляции разрезов пытался использовать ритмичность их строения и периодичность колебательных движений земной коры, а не базировался только на изучении какой-либо одной группы ископаемых организмов. Бесспорно, М. С. Швецов был одним из выдающихся стратиграфов первой половины XX в.

II

М. С. Швецов по праву считается одним из основоположников науки об осадочных породах. В 1922 г. при поддержке своего учителя А. П. Павлова впервые в нашей стране М. С. Швецов начал читать в Московском университете и Московской горной академии курс петрографии осадочных пород и свыше 50 лет работал над его совершенствованием. Принимая поздравления в день 70-летия, Михаил Сергеевич подчеркнул, что самым любимым своим детищем он считает курс петрографии осадочных пород. Поэтому обзор литологических работ М. С. Швецова уместно вести в тесной связи с развитием этого курса и его педагогической деятельностью.

Чтобы понять, почему именно в Москве, в школе А. П. Павлова, возник курс петрографии осадочных пород и Михаилу Сергеевичу было

поручено его чтение, надо кратко остановиться на предыстории становления этого раздела геологических знаний и некоторых ранних работах М. С. Швецова.

М. С. Швецов (1958₁), а позже Н. М. Страхов (1971) подчеркивали, что «петрография осадочных пород развивалась не в недрах общей петрографии или минералогии, а в недрах фациального анализа и палеогеографии как средство к дальнейшему углублению в познании физико-географических условий и механизма формирования осадочных пород» (Страхов, 1971, стр. 11).

Вопросы фациального анализа разрабатывались в последней четверти прошлого и в начале текущего столетия. Они волновали и А. П. Павлова, и возглавляемую им московскую школу геологов. А. П. Павлов живо интересовался происхождением осадочных пород, им было введено в науку понятие «генетический тип отложений» (Павлов, 1888); он интересовался вопросами соотношения тектонических процессов и рельефа, рельефа и аккумуляции осадков. А. П. Павлов одним из первых попытался моделировать на экспериментальных установках и полигонах процессы литогенеза (Павлов, 1896). Анализируя строение гнейсов и других метаморфических пород Финляндии, он выявил в них текстурные признаки делювиальных и пролювиальных отложений и образований иного генезиса и пришел к выводу, что эти породы имеют первично-осадочное происхождение (Павлов, 1909, 1910).

Интерес А. П. Павлова к осадочным породам, к их строению и происхождению, естественно, передался и его ученикам и всей московской школе геологов. Этому способствовали проводимые А. П. Павловым геологические экскурсии в окрестностях Москвы (где, как известно, изверженные и метаморфические породы не обнажаются). Изучая под руководством А. П. Павлова верхнемеловые отложения востока Европейской части России, А. Д. Архангельский (1912) применил методы, разработанные при океанологических исследованиях Дж. Меррейем, А. Ренаром, К. Андре и др. Изучение фауны А. Д. Архангельский использовал для выяснения фациальных условий, а также проводил сравнение пород с современными морскими осадками. «Работы А. Д. Архангельского,— по оценке М. С. Швецова,— явились в свое время первым образцом комплексно построенной осадочно-петрографической работы. Появление этой монографии завершило период зарождения и положило начало развитию науки об осадочных породах в нашей стране» (Швецов, 1958₁, стр. 107).

«Однако не только развитие теоретической мысли, но прежде всего новые возросшие потребности материальной жизни общества вызывают появление и бурное развитие наук. Подъем промышленности в начале XX века, а затем возросший за время войны 1914 г. и после нее спрос на минеральное сырье сделали необходимым внимательное петрографическое изучение осадочных пород, даже самых обычных: песков, глин, известняков и других» (Швецов, 1958₁, стр. 7). В те годы стали привлекать внимание вопросы гидрогеологии и геологии для решения инженерных задач и строительства. Например, в связи с ними А. П. Павлов изучал оползни в Поволжье. М. С. Швецов с А. А. Черновым (Чернов, Швецов, 1913) проводил геологические исследования в связи с задачами железнодорожного строительства, обращая особое внимание на развитие карстовых процессов, могущих вызвать провалы железнодорожного полотна. «Годы первой мировой войны показали полную неразведанность в царской России ставшего необходимым минерального сырья, прежде всего осадочных полезных ископаемых» (Швецов, 1958₁, стр. 102). По инициативе В. И. Вернадского (1915) была создана Комиссия по изучению естественно-производительных сил (КЕПС). В задачу ее входило изучение минеральных богатств страны. Работы этой комиссии, по оценке М. С. Швецова (1958₁, стр. 102), заложили «основы изучения осадочных пород с точки зрения их промышленного использования».

Внимание к изучению минерального сырья резко возросло после Октябрьской революции (см. Яблоков и др., 1970). В набросках плана научно-технических работ В. И. Ленин указывал, что одним из важнейших вопросов деятельности Академии наук должно быть рациональное размещение промышленности с точки зрения близости сырья.

Таким образом, обстановка во втором и в начале третьего десятилетия текущего столетия требовала обобщения опыта исследований осадочных пород и подготовки специалистов для их изучения. Курса, посвященного осадочным породам, в высших учебных заведениях тогда не было. Необходимость его диктовалась самой жизнью. Такой курс было поручено вести доценту М. С. Швецову, который обладал острой наблюдательностью, трудолюбием, хорошо развитым критическим и творческим мышлением, в совершенстве владел тремя западноевропейскими языками, знал три древних языка. Это было то время, когда в свете свершений революции пересматривались не только вековые устои жизни, но и задачи и программы высшей школы. Неслучайно в 1922 г. А. Д. Архангельский в Москве начал читать курс по геологии России, в Петрограде Д. В. Наливкин — учение о фациях, в Казанском университете Б. П. Кротов — петрографию осадочных пород.

Начав впервые читать курс петрографии осадочных пород, Михаил Сергеевич, как отметил Н. М. Страхов (1965), «...тем самым оформил выделение осадочной петрографии в самостоятельную научную дисциплину, что было уже подготовлено в предыдущие годы работами Л. Кайе, А. Д. Архангельского и др.».

А. М. Овчинников и Д. И. Щеголев (1965), учившиеся в 20-х годах, вспоминают: «Михаил Сергеевич читал спокойно, без аффектации, но мы сознавали, что перед нами не просто лектор, а ученый, который создает основы новой многообещающей науки». Конечно, повторяя слова Бертрана, для создания науки, как и для сотворения мира, требуется более одного дня, но 1922 год мы можем считать годом рождения нашей науки — науки литологии, ибо появление университетского курса означает, что появилась самостоятельная научная дисциплина со своими задачами и методами исследования. Кстати, в США в 1922 г. под председательством В. Вогана был организован Комитет по седиментации.

Создателям новых курсов приходится продумывать содержание зарождающейся научной дисциплины, разрабатывать или приводить в порядок систему понятий, определения и классификации, устанавливать взаимосвязи между отдельными разделами и частями науки, уточнять отношение ее к другим научным дисциплинам, критически анализировать существующие взгляды и теории, отбрасывать одни как ложные, синтезировать другие и предлагать новые. Профессора, читающие фундаментальные курсы, особенно новые дисциплины, вынуждены думать о науке в целом. Во многих случаях это приводило к выдающимся научным открытиям, крупным научным обобщениям, к возникновению новых научных направлений. Результатом педагогической деятельности явилась таблица Д. И. Менделеева, учение о Русской платформе А. П. Карпинского, обобщения по геологии СССР А. Д. Архангельского, оформленные в серии его трудов, и т. д. Педагогическая деятельность М. С. Швецова, возникшая перед ним необходимость создания нового университетского курса позволяют считать его одним из основоположников науки об осадочных породах — литологии.

Ощущение новизны, оригинальности предмета, читаемого М. С. Швецовым, перспективности развития разрабатываемого им направления привлекли к нему множество учеников. М. С. Швецов обучал не только петрографии осадочных пород, но и искусству геологических исследований.

После десятилетнего чтения курса петрографии осадочных пород М. С. Швецов в 1932 г. закончил работу над составлением учебника.

В предисловии к нему были определены задачи курса осадочной петрографии: «...мы видим, как дальнейший рост народного хозяйства и возникающая с индустриализацией страны острая нужда в минеральном сырье превращают еще недавно ненужные осадочные породы в ценные ископаемые и создают новую науку — петрографию осадочных пород. Почти внезапно, под волной нахлынувших требований, пришлось столкнуться с тем фактом, что поиски и разведка нефти, железных руд, углей, битумов, известняков, доломитов, фосфоритов, трепелов, различных сортов глины и песков и т. д. — этой насущной пищи нашей новой промышленности и жизни — требуют выяснения их происхождения, требуют внимательного изучения и анализа петрографического состава и свойств осадочных пород, частью которых они являются» (Швецов, 1934).

Общеметодические установки курса уже сложились к 1932 г. Они сохранились в курсах петрографии осадочных пород или литологии и в настоящее время. Таким образом, можно констатировать, что методика преподавания, разработанная М. С. Швецовым, выдержала длительную проверку временем.

В учебнике М. С. Швецова (1934) дано определение осадочных пород, ставшее классическим, и изложены основные принципы их классификации: 1 — обломочные породы, 2 — глины, 3 — химические и биологические породы, которые подразделяются на «ряд естественных подсемейств»: 1) карбонатные породы, 2) кремнистые, 3) сернокислые, 4) галлоиды, 5) углистые и битуминозные и т. д. Эта классификация М. С. Швецова, развитая и детализированная в последующих изданиях учебника, стала общепринятой. Сейчас, через 40 с лишним лет можно твердо сказать, что классификация М. С. Швецова выдержала испытание временем, развиваясь в деталях и оставаясь неизменной в основе.

Анализируя распространение различных типов песчаных пород по тектоническим элементам, М. С. Швецов пришел к принципиально новому выводу о том, что для платформ характерны олигомиктовые песчаные породы, для геосинклиналей — полимиктовые. Появление на платформах полимиктовых песков и песчаников свидетельствует, по мнению М. С. Швецова, об интенсивных горообразовательных процессах в прилегающих областях. Это обобщение было отмечено в первой американской рецензии на книгу М. С. Швецова и затем без ссылки на работы М. С. Швецова подхвачено П. Д. Крыниным и положено в основу так называемых циклов Крынина.

Не меньшее значение для того времени имело доказательство мелководного происхождения большинства карбонатных пород. Это шло в разрез с широко распространенными тогда представлениями и законом осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова (1940). В трактовке происхождения карбонатных пород М. С. Швецов основывался главным образом на собственных исследованиях карбонатных толщ Кавказа и Русской платформы.

Многие особенности учебника несут следы обучения студентов по Дальтон-плану: название глав «Классификация осадочных пород. Продолжение...» и т. д. Многочисленные вопросы для самопроверки обучаемых после каждой главы и т. д. Учебник М. С. Швецова имел большое значение для учебных, производственных и научных организаций того времени. В те годы зарождалось множество литологических ячеек; специалистов же, знакомых с петрографией осадочных пород, остро не хватало, с методикой их изучения приходилось знакомиться непосредственно на производстве.

Чтобы представить значение и оценить своеобразие созданного Михаилом Сергеевичем учебника, можно сравнить его с близкими по времени издания пособиями, посвященными осадочным породам.

В 1932 г. вышло «Справочное руководство по осадочным породам» В. П. Батурина. Оно представляет собой брошюру, где в табличной фор-

ме приведен справочный материал, необходимый при изучении осадочных пород. В том же году было опубликовано «Введение в петрографию осадочных пород» А. Н. Заварицкого. Здесь были приведены краткие сведения о минералах и органогенных компонентах, их химическом составе, текстурах и структурах. Некоторые термины, предложенные А. Н. Заварицким, прочно вошли в научную литературу. Однако описание пород и даже их характеристика не были даны.

В 1925 г. в США вышла большая книга «Treatise of sedimentation», переизданная в 1932 г. и переведенная на русский язык в 1936 г. Она была составлена коллективом специалистов под руководством В. Г. Твенхофела. Эта книга представляла собой сводку-справочник, где были систематизированы тогдашние представления о генезисе отложений, но не годилась как учебник. В 1933 г. было издано «Учение о фациях» Д. В. Наливкина, где были изложены условия образования отложений, рассмотрено диагностическое значение различных текстурных и структурных признаков, позволяющих судить о происхождении осадочных пород. Оно сыграло значительную роль для развития в СССР методики фациального анализа. Однако методы микроскопического изучения пород и их классификация в указанной работе не рассматривались (Наливкин, 1932).

В 1948 г. вышло в свет второе издание учебника М. С. Швецова — «Петрография осадочных пород». По существу эта книга была написана заново. Стройность и логическую обоснованность приобрела предложенная М. С. Швецовым классификация пород, было резко увеличено количество иллюстративного материала, более четким стало изложение. Значительное внимание в книге уделено вопросам номенклатуры осадочных пород. Объем учебника увеличился почти в полтора раза, хотя из него был исключен материал по лабораторным исследованиям. Это объясняется частично тем, что к тому времени в МГРИ на ряде специальностей студенты слушали самостоятельный подкурс «Лабораторные методы изучения осадочных пород». Предполагалось, что впоследствии группой преподавателей будет создан специальный учебник.

В третьем издании учебника М. С. Швецов (1958₂) уделил большое внимание вулканогенно-осадочным породам, а также процессам преобразования осадков и частично горных пород. Заново была написана большая глава «Развитие и современное состояние науки об осадочных породах в Советском Союзе». В отличие от установившейся традиции вопросы истории развития излагаемой научной дисциплины М. С. Швецов изложил не в начале курса, а в конце его, считая, что до знакомства с основными вопросами изучаемого предмета студенты не могут воспринять его историю, столкновение идей.

Более 40 лет «Петрография осадочных пород» М. С. Швецова являлась основным учебным пособием по данному курсу и была переведена на ряд иностранных языков. Жизненность учебника обеспечили оригинальность и простота изложения, прекрасно продуманный план нового курса. Многие вопросы в этом учебнике предварительно обсуждались на научных совещаниях и в периодических изданиях.

В промежутке между первым и вторым изданиями учебника М. С. Швецова, в 1940 г., вышла «Петрография осадочных пород» Л. В. Пустовалова, сыгравшая огромную роль в развитии науки об осадочных породах. В учебнике Л. В. Пустовалова была сделана весьма оригинальная и смелая попытка, правда, не вполне удавшаяся, сформулировать общие законы седиментогенеза. Эта книга привлекла научную общественность, но вскоре выяснилось, что в ней имеется ряд спорных, ошибочных и недостаточно проверенных положений, которые базировались на модных в те годы геохимических и тектонических идеях (дифференциация вещества, периодичность тектонических движений и др.). Учебник Л. В. Пустовалова не переиздавался.

К созданию учебника М. С. Швецов подходил как ученый, привыкший тщательно собирать факты, систематически переходить от одного эмпирического обобщения к другому, а от них к теоретическим выводам, всегда тщательно продуманным.

III

Работа М. С. Швецова над курсом петрографии осадочных пород тесно переплеталась с исследованиями по литологии, стратиграфии и региональной геологии. Уже в трудах по палеоцену Сухумского района М. С. Швецов (1929, 1932₂) анализировал фациальную изменчивость изученных им отложений. В статье «К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна» (1922) он описал тончайшие наблюдения над структурами и текстурами стигмариевых известняков, проанализировал характер и расположение следов ризоидов в зависимости от строения субстрата и выяснил происхождение неслоистых известняков нижнего карбона. Позднее макро- и микротекстуры и структуры известняков были изучены по всему разрезу нижнего карбона центральных районов Русской платформы. На основе исследования карбонатных пород Подмосковского бассейна, меловых и палеогеновых отложений Кавказа по существу и была разработана классификация карбонатных пород. Их петрографии посвящена серия статей М. С. Швецова. К сожалению, полная монография с результатами обработки кернового материала карбона Русской платформы погибла во время войны, в 1941 г. На основании детальных стратиграфических и петрографических исследований М. С. Швецова составил первые палеогеографические карты для отдельных интервалов времени нижнего карбона Московской синеклизы.

Результаты многолетних исследований подмосковного карбона были обобщены М. С. Швецовым в работе «Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 58, северо-западная часть листа» (1932₁) и в докторской диссертации «История Подмосковского бассейна в динантскую эпоху» (1937). История написания диссертации такова. Был поднят вопрос о присвоении М. С. Швецову, имевшему уже звание профессора, ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Против этого предложения выступил А. Д. Архангельский, заявивший, что Михаил Сергеевич может написать хорошую работу и пусть пишет. Диссертация была написана М. С. Швецовым в рекордно короткий срок — за полтора месяца. Причем никогда Михаил Сергеевич не посещал столь часто концерты в консерватории, как во время работы над диссертацией. Она была издана в 1938 г. в Трудах Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе (Швецов, 1938) и явилась первым фундаментальным обобщением по вопросам строения и условиям формирования палеозойских карбонатных отложений. Эта работа «...для литологии карбонатных пород вообще сыграла такую же роль, какую для петрографии мела сыграла работы А. Д. Архангельского по верхнемеловым отложениям России» (Шатский, 1958, стр. 7). Не без влияния работы М. С. Швецова по динанту появилась серия монографий по литологии и палеоэкологии карбонатных толщ (Хворова, 1953, и др.).

Как и А. Д. Архангельский, М. С. Швецов широко использовал метод сравнения изученных отложений с современными осадками. Он показал, что ряд выделенных им типов известняков являются древними аналогами современных карбонатных илов Багамской банки Флоридского побережья и т. д. Взгляды М. С. Швецова на периодичность осадконакопления подробно рассмотрены С. В. Тихомировым (1965).

Сравнивая эпохи континентальных перерывов, М. С. Швецов обратил внимание на поразительное явление унаследованности рельефа от раннего карбона по настоящее время «вплоть до мельчайших его деталей» (Швецов, 1938, стр. 48). Вывод, в настоящее время практически обще-

принятый, в те годы остался почти незамеченным. М. С. Швецов, правда, не придал ему тектонического значения.

Наряду с исследованием нижнекаменноугольных отложений М. С. Швецов изучал практически весь комплекс отложений Русской платформы; в изучение стратиграфии, литологии и палеогеографии ряда систем он внес весьма существенный вклад.

Во всех научных работах М. С. Швецова выступает как блестящий мастер фациального анализа. Расшифровка условий образования древних отложений по мельчайшим деталям особенностей состава и строения пород в совокупности с широкими региональными сопоставлениями и наблюдениями в отдельных районах доставляла Михаилу Сергеевичу не только научное, но и большое эстетическое наслаждение. Выделяя много направлений в литологии, он относил свои работы главным образом к направлению фациально-петрографическому (Швецов, 1958₁). До его работ отложения карбона Русской платформы описывались как накопления открытого глубокого моря. М. С. Швецовым уже в начале 20-х годов было показано, что каменноугольные известняки представляют собой осадки исключительно мелководного бассейна, часто подвергавшегося кратковременным осушениям и зараставшего на обширных пространствах зарослями, экологически сходными с мангровыми. Им описаны следы древних волнений и т. д. В значительной мере благодаря М. С. Швецову получил широкое распространение метод пришлифовок.

В 50-х годах М. С. Швецов начал заниматься вопросами вторичных преобразований карбонатных и других (Швецов, 1958₂, 1960) пород. Он показал широкое распространение вторичных изменений пород, особенно карбонатных, даже в платформенных толщах и обратил внимание на возникновение в результате постседиментационных преобразований псевдоседиментационных структур «псевдообломочных», «псевдобрекчий» и т. д., а также процессов перекристаллизации и грануляции. Им установлено принципиальное различие между процессами превращения в породе морских и континентальных отложений и предложено различать собственно диагенез, общая теория которого была разработана Н. М. Страховым и др., и «экзодиагенез», т. е. диагенез в поверхностных условиях. «Экзодиагенез может происходить как в собственно континентальных условиях (образование лёсса), так и в прибрежно-мелководной зоне, где отложение то и дело сменяется осушением» (Швецов, 1962, стр. 224).

Будучи одним из основоположников науки об осадочных породах и на протяжении многих десятилетий наблюдая ее развитие и активно участвуя в нем, М. С. Швецов неоднократно обращался к рассмотрению ее состояния и задач, ему принадлежит первая монография по истории отечественной литологии (Швецов, 1937, 1958₁).

IV

Особенности научного склада и стиля М. С. Швецова определяли его педагогическую манеру. Он принадлежал к тем ученым, которые с любовью и неистощимым энтузиазмом черпали факты из Великой Книги природы, наблюдали природу, собирали факты, чтобы из них рождались идеи. В неподвижном камне Михаил Сергеевич видел жизнь природы. Он любил горную породу за ее красоту, за богатство заложенной в ней исторической информации и всегда подчеркивал, что только через изучение вещества и строения горных пород можно узнать геологическое прошлое Земли. Вероятно, у нас не было другого геолога, который бы с такой любовью и мастерством расшифровывал каменную летопись Земли.

В тесном кабинете кафедры петрографии осадочных пород МГРИ постоянно появлялись новые образцы, расшифровать генезис которых предлагалось преподавателям и аспирантам, а иногда и гостям. Наши

расшифровки обычно бывали тусклы и часто ошибочны. Жизнь камня оживала, когда о ней начинал рассказывать Михаил Сергеевич. Основной девиз М. С. Швецова как преподавателя был — «Учитесь читать камни». Отсюда проистекало огромное внимание его к организации и методике проведения практических и лабораторных занятий.

М. С. Швецовым были собраны уникальные учебные коллекции по трем разделам: 1) породообразующие компоненты (породообразующие минералы и остатки породообразующих организмов); 2) структуры и текстуры осадочных пород; 3) осадочные породы различных классов. Эти коллекции непрерывно пополнялись, прежде всего благодаря экспедиционным исследованиям М. С. Швецова. В последние годы его педагогической деятельности проводились экскурсии за образцами для того или иного раздела курса. Михаил Сергеевич считал, что однотипными образцами и шлифами должен быть обеспечен каждый студент группы. Прежде чем ввести в учебную коллекцию вновь изготовленную серию шлифов, он тщательно просматривал ее. Коллекции были подобраны так, чтобы показать породы как документы геологической летописи и научить студентов методике описания пород. М. С. Швецова нельзя считать блестящим лектором, захватывающим студенческий поток, заполняющий большие аудитории, но практические занятия и особенно беседы с группами около лотка с образцами он вел с артистическим мастерством. Внимание к часто невзрачному облику пород, к их макроскопической и микроскопической характеристикам, составляемым на занятиях в студенческих группах, являлось основой подготовки будущих специалистов к работе в поле и в камеральных условиях.

Педагогическая деятельность заставляла М. С. Швецова продумывать принципиальные вопросы литологии и методики исследования, разрабатывать терминологию и классификацию осадочных пород; фактический материал для этого давала его научная деятельность. Проводимые им геологические исследования позволяли углублять отдельные разделы курса и богато иллюстрировать их каменным материалом. Так, например, изучая татарские отложения бывшей Новгородской губернии, М. С. Швецов обратил внимание на резкие различия между нижнетатарскими олигомиктовыми песчаниками с гипсовым цементом и верхнетатарскими полимиктовыми песчаниками с карбонатным цементом. В работе, опубликованной в 1931 г., он писал, что отличия полимиктовых песчаников от их подстилающих настолько своеобразны, настолько красноречивы, что являются, несомненно, отражением общих процессов, охватывающих весь восток страны, что в качестве стратиграфического признака при сопоставлении отдельных разрезов они могут служить более верным руководящим элементом, чем лишённые стратиграфического значения пресноводные пеллециподы татарской свиты (Швецов, 1931). По образцам и шлифам из этих пачек песчаников, поступивших в учебные коллекции, студенты начинали изучение песчаных пород и знакомились с использованием петрографических данных для решения вопросов стратиграфии, палеогеографии и анализа истории тектонических движений. Особенно много учебных и демонстрационных образцов в коллекциях МГРИ было из подмосковного динанта (нижний карбон), любимого объекта исследований Михаила Сергеевича.

Значение, придаваемое М. С. Швецовым практическим занятиям, видно из такого факта: когда для двух специальностей в учебный план был включен курс «Избранные главы петрографии осадочных пород», то Михаил Сергеевич на своем потоке целиком использовал этот курс для практических занятий, а на параллельном потоке в основном читались лекции (М. С. Швецов предоставлял второму преподавателю полную свободу действий).

Большое внимание Михаил Сергеевич уделял и студенческим экскурсиям. Он проводил их даже на восьмом десятке лет. Студенты были в

восторге от его рассказов и бесед на обнажениях. М. С. Швецов был убежден, что учиться геологическому мастерству надо прежде всего в поле, на обнажениях. Все работавшие с ним геологи гордились, что были его коллекторами. В день 70-летия М. С. Швецова поздравительное шествие его учеников-коллекторов горделивой походкой замыкал академик Н. С. Шатский.

М. С. Швецов, как уже отмечалось выше, постоянно работал над обновлением курса и анализировал опыт соответствующих курсов в других вузах страны. С докладом по этому вопросу он выступал в 1952 г. на Всесоюзном литологическом совещании, в 1958 г. — на конференции, созванной Министерством высшего и среднего специального образования СССР совместно с Московским обществом испытателей природы; этот же вопрос был поднят на страницах различных журналов. Обобщения М. С. Швецова во многом способствовали совершенствованию преподавания петрографии осадочных пород в геологических вузах страны.

Много внимания и сил М. С. Швецов уделял индивидуальной работе с молодыми специалистами и аспирантами. Он не требовал, чтобы аспиранты разрабатывали детали тех вопросов и проблем, которыми занимался сам. Каждый был волен выбирать тему согласно своим интересам и опыту работ.

Становясь аспирантами профессора М. С. Швецова, мы чувствовали, что не только официально числимся у него в аспирантуре, но и входим в его жизнь как личности. Квартира Швецовых на Шаболовке (дом № 32) становилась открытой, там нас всегда приветливо встречали Михаил Сергеевич и его жена Татьяна Григорьевна. В этот дом можно было нести свои мысли, свои радости и свое горе. Наиболее серьезные разговоры проходили обычно за столом Михаила Сергеевича. «Стол был всегда завален последними номерами журналов и рукописей, обычно испещренными на полях карандашными пометками. Здесь же стоял микроскоп и лежали образцы пород» (Меняйленко, 1965, стр. 11, 12) и молчаливый свидетель всех бесед — деревянный динозавр. Михаил Сергеевич вырезал его, будучи в австрийском плену, тоскуя по Родине и геологии. У стола стояло два кресла. В одном сидел хозяин квартиры, а другое предоставлялось гостю, пришедшему на консультацию или за рукописью. На полях отданной на просмотр рукописи остроумные и едкие замечания М. С. Швецова чередовались с цитатами из Моисея, Гомера, Ильфа и Петрова и других авторов мировой литературы.

Михаил Сергеевич очень тонко чувствовал все нюансы русского языка и остро критиковал неумелое использование его в научной работе. Вопросам научного языка он посвятил в 1955 г. доклад на совещании по минералогии осадочных образований во Львове. М. С. Швецов остро переживал, когда расцветало «...словотворчество и пренебрежение к принятым значениям слов — своего рода барское отношение к научному языку, иногда очень напоминающее изображенное в «Отцах и детях» Тургенева вольное обращение с русским языком аристократа Павла Петровича Кирсанова» (стр. 109). «Отличие состоит лишь в том, — подчеркивал М. С. Швецов, — что разговорные причуды Кирсанова, если не умны, то безвредны, а упражнения наших словотворцев очень вредны... Одной из причин интересующих нас неурядиц являются также наблюдаемые даже в ценных печатных работах следы небрежности и спешки» (Швецов, 1955, стр. 110). Когда мне хочется развлечь гостей, я зачитываю строки из упомянутого доклада Михаила Сергеевича.

V

Продолжением педагогической деятельности Михаила Сергеевича явилась и его работа в Московском обществе испытателей природы (МОИП). Она началась еще в студенческие годы М. С. Швецова. Среди

товарищей-студентов, как вспоминал О. К. Ланге, Михаил Сергеевич «...всегда общительный, веселый, жизнерадостный... пользовался общими симпатиями... Он выделялся как хороший организатор научной работы и занимательного отдыха и был одним из инициаторов организации студенческого научного кружка-семинара, в котором под идейным руководством профессора Алексея Петровича Павлова студентами были сделаны первые шаги в науку в виде докладов о своих реферативных или оригинальных работах. Позднее этот кружок-семинар развился в секцию геологии Московского общества любителей естествознания, антропологии и этнографии при Московском университете» (Ланге, 1965, стр. 11).

Членом МОИП Михаил Сергеевич был избран в 1911 г. и с тех пор на протяжении более 60 лет активно участвовал в его деятельности. Он стремился объединить литологов Москвы и проводить регулярные обсуждения литологических проблем и вопросов, дать возможность научной молодежи учиться у старших товарищей, а всем вместе сообща совершенствовать теорию и методику науки об осадочных породах.

Работой в МОИП Михаил Сергеевич продолжал традицию А. П. Павлова, который считал, что только «...в живом обмене мнениями выковываются и крепнут правильные убеждения и могут быть поколеблены ошибочные представления» (Варсанофьева, 1947, стр. 338). Сам А. П. Павлов около 50 лет (с 1883 по 1929 г.) состоял членом МОИП, избирался членом его Совета (1906 г.) и вице-президентом (1917 г.).

В 1938 г. М. С. Швецов был одним из организаторов комиссии по осадочным породам при геологической секции МОИП, а затем и самостоятельной секции осадочных пород. Последняя была организована в 1950 г. и ее первым и бессменным (до 1972 г.) председателем был М. С. Швецов. На этой секции, по мысли Михаила Сергеевича, специалисты не только обменивались результатами исследований, но учились друг у друга и воспитывали научную молодежь. Для многих литологов секция осадочных пород, руководимая М. С. Швецовым, была первой научной аудиторией.

Большую, хотя внешне, может быть, не очень заметную роль сыграл М. С. Швецов в известной литологической дискуссии 50-х годов, в которой он занимал четкую и последовательную позицию и был активным членом оргкомитета. В личных беседах М. С. Швецов призывал многих ведущих специалистов включиться в разгоревшиеся тогда споры, организовал публичные дискуссии на заседаниях секции МОИП между Н. М. Страховым и Л. В. Пустоваловым, что способствовало нормальной работе созданного затем Всесоюзного литологического совещания. На нем М. С. Швецов выступал с большим докладом о состоянии преподавания петрографии осадочных пород и подготовке кадров.

В 1930 г. М. С. Швецовым была создана первая в Советском Союзе кафедра петрографии осадочных пород. Правда, из-за штатного расписания она существовала недолго (до 1933 г.) и была объединена с кафедрой исторической геологии и геологии СССР. Позже группа М. С. Швецова вошла в состав кафедры петрографии, а в 1957 г. кафедра петрографии осадочных пород была организована вновь¹. На кафедре профессора М. С. Швецова работалось легко благодаря созданному им дружному коллективу и атмосфере доброжелательности и доверия, исходившей от ее руководителя.

М. С. Швецов сделал много в литологии, но основным трудом всей жизни он считал учебник «Петрография осадочных пород». Лучшим памятником ему является постоянное развитие и совершенствование курса литологии (или петрографии осадочных пород), читаемого во всех геологических вузах страны.

¹ Ныне кафедра литологии и осадочных полезных ископаемых МГРИ.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России, Материалы для геологии России, вып. 25, избр. тр., т. 1, 1912.
- Батурин В. П.* Справочное руководство по петрографии осадочных пород, ч. 1. М.—Л., ОНТИ, 1932.
- Варсанюфьева В. А.* Алексей Петрович Павлов. М., Изд-во МОИП, 1947.
- Вернадский В. И.* Об изучении естественных производительных сил в России.— Изв. Академии наук, сер. 6, 1915, т. 9, № 8.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрографию осадочных горных пород. М.—Л., ГОНТИ, 1932.
- Ланге О. К.* Михаил Сергеевич Швецов.— Изв. вузов, сер. Геол. и разведка, 1965, № 11.
- Меняйленко П. А.* Требовательный учитель.— Изв. вузов, сер. Геол. и разведка, 1965, № 11.
- Наливкин В. Д.* Учение о фациях. Условия образования осадков. Л.—М. ОНТИ, 1932.
- Овчинников А. М., Щеголев Д. И.* Первые лекции М. С. Швецова в Московской горной академии.— Изв. вузов, сер. Геол. и разведка, 1965, № 11.
- Павлов А. П.* Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпох.— Изв. Геол. ком., 1888, вып. 7.
- Павлов А. П.* О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод.— Землеведение, 1896, т. 5, кн. 3—4.
- Павлов А. П.* О древнейших на Земле пустынях.— Дневник XII съезда русских естествоиспытателей и врачей. 1909/10, № 3.
- Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. 1—2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Ротай А. П.* Стратиграфическая шкала карбона.— VIII Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. Тезисы докл. М., «Наука», 1975.
- Страхов Н. М. М. С. Швецов* — старейший советский петрограф-осадочник.— Изв. вузов, сер. Геол. и разведка, 1965, № 11.
- Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и в СССР. М., «Наука», 1971.
- Тихомиров С. В.* Этапность осадочного процесса в свете работ М. С. Швецова.— Изв. вузов, сер. Геол. и разведка, 1965, № 11.
- Хворова И. В.* История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы.— Тр. ПИН АН СССР, т. 43, кн. 2. М., 1953.
- Чернов А. А., Швецов М. С.* Отчет о геологических исследованиях 1913 г. в полосе провалов на 5-м участке проектирования линии Казань — Екатеринбург.— М., Изд-во Казанск. ж. д., 1913.
- Шатский Н. С.* О научных работах М. С. Швецова.— Тр. МГРИ, 1958, т. 33.
- Швецов М. С.* Нижнемеловые белемниты Абхазии (Гагры — Сухуми).— Ежегодник по геол. и минералогии России, 1913, т. 15, вып. 2—3.
- Швецов М. С.* К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна.— Вестн. Моск. горн. акад., 1922, т. 1, № 2.
- Швецов М. С.* Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума, их фауна и строение прилегающего к Сухуму района. Ст. «Тр. геологии Н.-и. ин-та при физ.-мат. фак-те. I МГУ». М., «Наука и просвещение», 1929.
- Швецов М. С.* Новая схема строения пермских отложений юга Нижегородской губернии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1931, т. 9, вып. 1—2.
- Швецов М. С.* Общая геологическая карта Европейской части СССР, л. 58, северо-западная часть листа.— Тр. ВГРО, 1932, вып. 83.
- Швецов М. С.* Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума. Фациальные изменения. Ст. 2. Сопоставление со смежными областями.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 2.
- Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М.—Л.—Новосибирск, Гос. научно-техн. горно-геол. нефт. изд-во, 1934.
- Швецов М. С.* История Подмосковского бассейна в динантскую эпоху.— XVII Междунар. геол. конгресс. Тезисы докл. М.—Л., 1937.
- Швецов М. С.* История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху.— Тр. МГРИ, т. XII, М., 1938.
- Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. Изд. 2-е. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Швецов М. С.* Материалы к истории развития науки об осадочных породах в СССР.— В сб.: Очерки по истории геол. знаний, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М., Госгеолиздат, 1958.
- Швецов М. С.* К вопросу о диагенезе.— В кн.: Вопросы седиментологии (Докл. сов. геологов на VI Междунар. конгр. по седиментологии). М., 1960.
- Швецов М. С.* Процессы, превращающие осадки в породы и изменяющие породы (гальмиролиз, эпигенез, экзодиагенез, метадиагенез). Тр. III Всес. совещ. по литологии осадочных образований. Баку, 1962.
- Яблоков В. С., Либман Э. П., Кунга Э. А.* Роль В. И. Ленина в решении проблемы минерального сырья в СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.

УДК 551.735.1 : 552.5 (470.5)

ТУРНЕЙСКОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С. В. МАКСИМОВА

Проанализированы детально изученные разнофациальные разрезы турне Волго-Уральской области. Первичные эколого-литологические особенности пород чутко регистрируют колебательные движения и позволяют даже в однообразных карбонатных толщах выявить направленность развития седиментационного процесса. В турнейском осадконакоплении выделяются три основных момента, проявляющихся в любой фациальной обстановке: 1) смена высокого стояния платформы, характерного для позднего фамена, медленным погружением, т. е. начало турнейской трансгрессии; 2) максимум трансгрессии в позднечерепетско-раннекизельское время; 3) радаевское поднятие, сопровождающееся размывами разной интенсивности или следами резкого обмеления бассейна. Турнейский ярус охватывает полный седиментационный цикл между двумя региональными поднятиями. Внутри цикла в Волго-Уральской области перерывов нет. Из перерывов, установленных в центральной части Русской платформы в пределах турнейского яруса и на его границах, в Заволжье прослеживается только радаевский.

Классические работы М. С. Швецова положили начало тому направлению литологических исследований карбонатных толщ, в котором детальное изучение пород (их первичных особенностей, органических остатков и постседиментационных изменений) служит основой для реконструкции историко-геологических процессов. В Подмосковье М. С. Швецов благодаря такой реконструкции установил периодически повторяющиеся обмеления бассейна с характерными для них фациями и, опираясь на геологическую эволюцию региона, расчленил нижнекаменноугольные отложения. Стратиграфические подразделения М. С. Швецова вошли в унифицированную схему и с успехом были распространены на огромную территорию. Только в Приуралье применение подмосковной стратиграфической схемы встретило заметные затруднения, в связи с чем появилась уральская схема расчленения нижнего карбона. С литологической точки зрения существование уральской стратиграфической схемы, отличающейся от центрально-платформенной, является показателем отличий в историко-геологической и седиментационной эволюции этих регионов. Поэтому специфика осадкообразования в восточных районах платформы заслуживает специального рассмотрения и анализа.

В Волго-Уральской области широко распространены разрезы, где в фаменском и турнейском ярусах развиты значительной мощности толщи однообразных, нередко доломитизированных, так называемых сферовых известняков, т. е. микрозернистых известняков с многочисленными однокамерными фораминиферами и сферическими водорослями. В этой фации сферы обильны на всех уровнях, а другие органические остатки встречаются редко и распределяются крайне неравномерно. Многокамерных фораминифер, например, вообще мало, и в породе они рассеяны небольшими разобщенными гнездами. Обычно при просмотре 10—

15 шлифов из одного образца лишь в 3—6 удается найти многокамерные формы, а в остальных встречается однообразная сферовая ассоциация.

Разрез такого типа вскрыт в карьере у ст. Дружинино (фиг. 1)¹. Между подошвой разреза и полидетритовыми известняками верхней части черепетского горизонта наблюдается следующий фациальный ряд (фиг. 1): 1) микрозернистые известняки с большим количеством сферических водорослей и однокамерных фораминифер, с мелкими остракодами и редкими многокамерными фораминиферами (*Septatourayella rauserae*, *Quasiendothyra bella*); 2) микрозернистые известняки, которые кроме распространенных ниже организмов содержат эврифациальные брахиоподы и немногочисленные остатки иглокожих. Здесь найдены *Q. konensis*, *Q. kobeitusana stricta*, *Q. communis*; 3) микрозернистые известняки с обильным органическим детритом, более разнообразными брахиоподами, более частыми криноидеями и многокамерными фораминиферами (обедненный чернышинелловый комплекс); 4) водорослевые (нодозинелловые) известняки с прослоями полидетритовых, содержащие количественно небогатую, но достаточно разнообразную фауну; здесь впервые в разрезе появляются кораллы.

Таким образом, в однообразной толще сферовых известняков прослеживается однонаправленное и очень медленное изменение седиментационной обстановки в сторону улучшения условий существования морской фауны. Меняется и видовой состав фораминифер, причем кобентузановое сообщество непосредственно переходит в чернышинелловое, не оставляя места для так называемого малевского комплекса, лишенного многокамерных форм. Многокамерные формы встречаются по всей толще, а ассоциация однокамерных видов образует фон также по всей толще, причем постседиментационные изменения известняков усиливают преобладание этого фона. В частности, доломитизация приводит к разрушению остатков фауны, в первую очередь редких, в результате чего на черепетском (кыновском)² уровне мы получаем «упинского» типа обедненные комплексы многокамерных фораминифер. Все изменения фаций и органических остатков происходят постепенно. Микрозернистые (сферовые) известняки кверху незаметно переходят в известняки нодозинелловые, которые в свою очередь сливаются с полидетритовыми известняками, содержащими обильные водоросли (фиг. 1). Здесь нет никаких следов обмелений, и тем более предмалевского и предчерепетского перерывов, установленных в Подмосковье (Швецов, 1938; Яблоков, 1973).

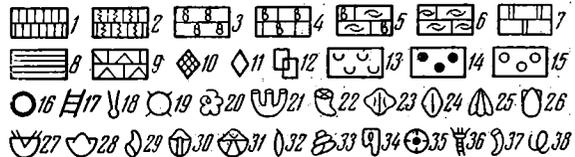
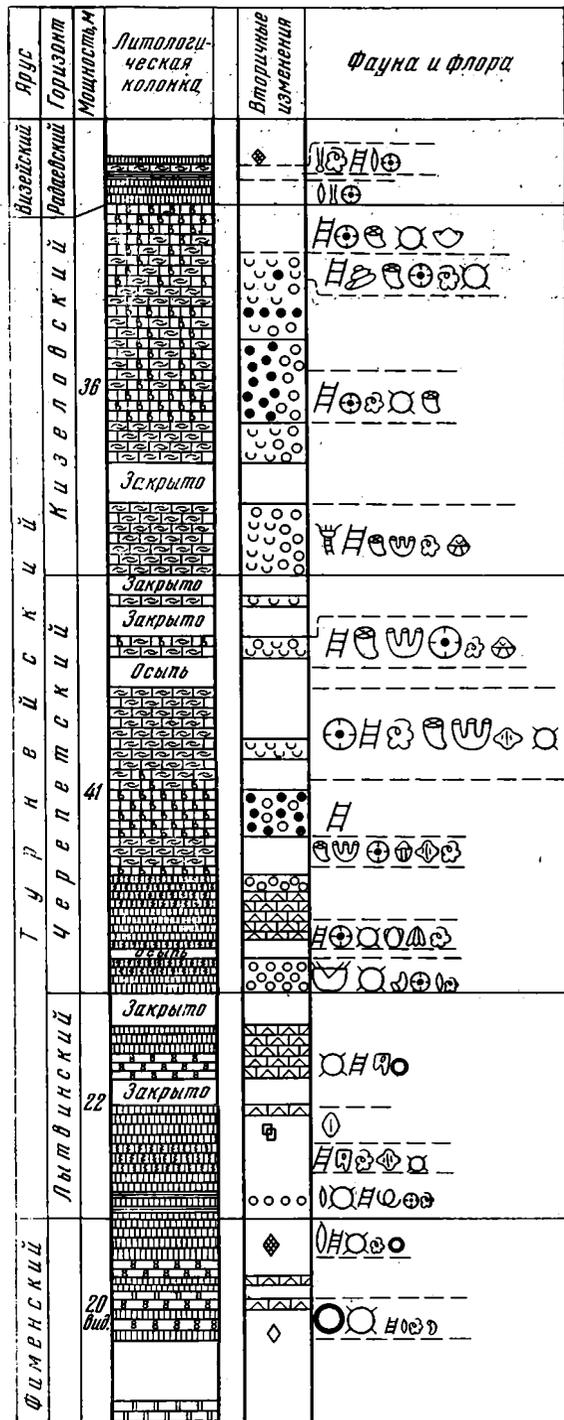
Верхнечерепетско-нижнекизеловские полидетритовые известняки образуют в разрезе экологически оптимальную пачку с максимальным количественным обилием фауны, наибольшим ее групповым и видовым разнообразием и преобладанием стенофациальных морских форм. Над этой пачкой фации меняются в обратном направлении (т. е. начинается слабое воздымание) — снова появляются водорослево-полидетритовые и водорослевые (нодозинелловые) известняки, а вслед за ними уже в радаевском горизонте микрозернистые известняки с очень бедной фауной — фациальный аналог фаменских микрозернистых известняков. Стратиграфическая интерпретация разреза Дружининского карьера заметно отличается у разных авторов (фиг. 2), и в этом прежде всего сказывается такой фациальный признак, как редкость и крайне неравномерное распределение фауны. О. А. Щербаков с соавторами (1969) нижние 40 м сферовых известняков относят к литвинскому горизонту турне, поскольку в их материале не оказалось видов, характерных для зоны *Septatour-*

¹ На литологической колонке породы изображены со снятыми вторичными изменениями, благодаря чему ясно вырисовывается ход седиментационного процесса.

² В уральской стратиграфической схеме название «кыновский горизонт» мы заменили названием «черепетский», поскольку кыновским долгие годы именовался один из горизонтов франского яруса *D₃*, и перенесение этого термина в карбон порождает путаницу.

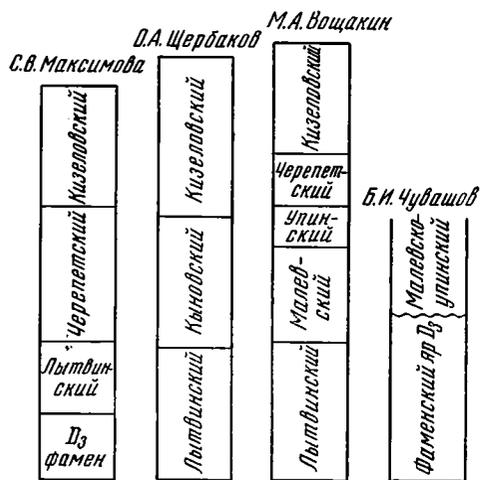
Фиг. 1. Разрез нижнего карбона у станции Дружинино

- 1 — известняк микрозернистый; 2 — известняк микрозернистый с обильным детритом (>20%); 3 — известняк микрозернистый с массовыми сферами (сферовый); 4 — известняк водорослево-полидетритовый; 5 — известняк водорослево-полидетритовый; 6 — известняк полидетритовый; 7 — доломит; 8 — глина, аргиллит; 9 — псевдобрекчия доломитизации; 10 — микропятнистая доломитизация; 11 — рассеянная доломитизация; 12 — сплошная перекристаллизация; 13 — комки грануляции; 14 — комки заполнения; 15 — комки остаточные; 16 — водоросли сферические; 17 — водоросли трубчатые типа нодозинелла; 18 — эрландии; 19 — другие однокамерные фораминиферы; 20 — многокамерные фораминиферы; 21 — синрингопоры; 22 — одиночные кораллы; Брахиоподы: 23 — брахиоподы неопределимые; 24 — круритирис; 25 — камаротехия; 26 — оватия; 27 — мелкие хонетиды; 28 — крупные хонетиды (мегахонетес); 29 — эомартиниопсис вашурика; 30 — эудоксина медиа; 31 — палеохориститес; 32 — остракоды; 33 — гастроподы; 34 — иглокожие, ближе неопределимые обломки; 35 — криноидеи, разрозненные членики; 36 — криноидеи, при наличии в породе нерасправшихся кусков стеблей или чашек; 37 — серпулиды; 38 — ходы илоедов



naquilla rauserae. Б. И. Чувашову, наоборот, не попались формы кобейтузанового сообщества, и все сферовые известняки (более 50 м) он включил в фаменский ярус (фиг. 2). Зоне *Quasiendothyra kobeitusana* — *Q. konensis* (лытвинский горизонт других авторов), по Б. И. Чувашову, соответствует локальный перерыв в осадконакоплении, который он показал и на палеогеологической карте (Чувашов, 1968). В разбивке М. А. Воцакина обращает на себя внимание большая мощность малевского горизонта, т. е. интервала, в котором не было найдено ничего, кроме фоновых однокамерных фораминифер.

Разрез совершенно иного типа представлен в Бузулукской опорной скважине. Здесь на уровне дружининских сферовых известняков мы



Фиг. 2. Стратиграфическое расчленение разреза Дружинино по разным авторам

видим темноцветные битуминозные, кремнисто-карбонатные отложения так называемой доманиковой фации, а в верхней части колонки — карбонатно-глинистую толщу, содержащую среди органических остатков споры наземных растений (фиг. 3). Соответственно отличается и фауна, отчасти по видовому, отчасти по групповому составу. Однако направленность изменений фаунистических комплексов, несмотря на эти отличия, остается такой же, как в Дружинино. В обоих разрезах, в однородных толщах — сферовой и карбонатно-кремнистой — фауна фиксирует перелом в ходе седиментационного процесса. На некотором уровне условия существования улучшаются, фаунистический комплекс становится более разнообразным, и с этого момента, развиваясь в одном направлении, продолжает обогащаться вплоть до черепетско-нижнекизеловского времени (фиг. 3). А на черепетско-нижнекизеловском уровне аккумулируются, так же как в Дружинино, полидетритовые известняки, образующие экологически оптимальную пачку. Регрессивные верхнекизеловские отложения в Бузулукской скважине в значительной степени размыты, и на них непосредственно ложатся бобриковские песчаники. Радаевский горизонт уничтожен полностью.

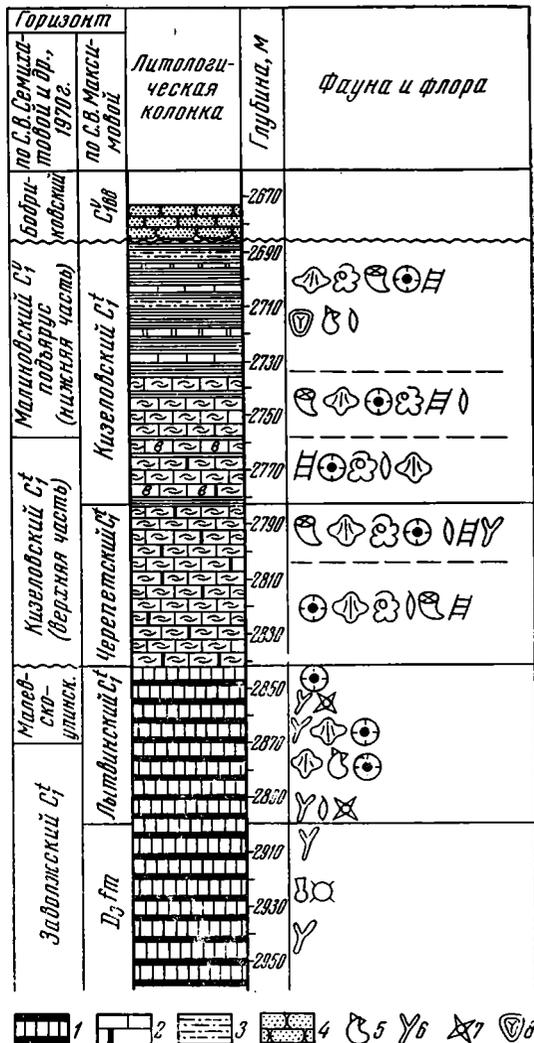
Этот перерыв хорошо документирован как литологическими, так и палеонтологическими данными, но перерыв между нижним и верхним турне, который рисуют биостратиграфы, оказывается ложным. Не обнаружив типичного чернышинеллового комплекса в Бузулукской скважине, биостратиграфы решили, что черепетский горизонт здесь отсутствует, и на нижнетурнейскую кремнисто-карбонатную толщу непосредственно ложится верхняя часть кизеловского горизонта (Семихатова и др., 1970). Нетипичность ассоциации фораминифер для черепетского уровня заключается в количественном преобладании эндотир над чернышинеллами, хотя сами эндотир в нижней части «верхнекизеловских слоев» представлены видами, регулярно встречающимися как в кизеловском, так и в черепетском горизонтах. Это изменение количественного соотношения разных родов корненожек, очевидно, связано с местными условиями обитания, тем более что в Пилюгино в сходной фациальной обстановке наблюдается такое же явление (Липина, 1960). С отсутствием черепетского горизонта в Бузулукской скважине не согласуются также геологические данные. Этот горизонт в Волго-Уральской области распро-

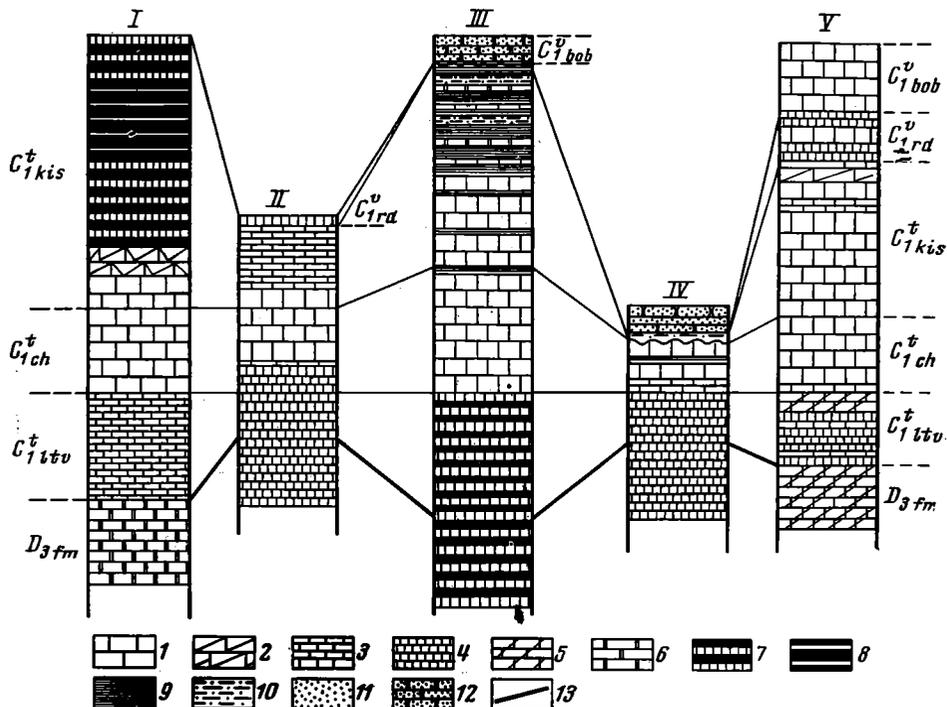
Фиг. 3. Разрез Бузулукской опорной скважины

1 — кремнисто-карбонатные отложения; 2 — известняк полидетритовый с немногочисленными кремневыми включениями; 3 — аргиллит алевритистый; 4 — песчаник мелкозернистый; 5 — двустворки; 6 — спикулы кремневых губок; 7 — радиолярии; 8 — споры; остальные условные знаки см. фиг. 1

странен чрезвычайно широко (фиг. 4). Он присутствует даже на вершинах сводовых поднятий, т. е. в наиболее приподнятых участках положительных структур, и его выпадение из разреза, расположенного глубоко на склоне прогиба Камско-Кинельской системы, совершенно непонятно.

Наоборот, верхнечерепетско-нижнекизеловская пачка полидетритовых известняков большей или меньшей мощности прослеживается на огромной территории в существенно разнофациальных разрезах как на сводах (фиг. 4, II, IV), так и в прогибах (фиг. 4, I) и на их склонах (фиг. 4, III, V). Полидетритовые известняки, несмотря на второстепенные локальные различия, сохраняют постоянство литологических особенностей везде, где соответствующие отложения не были размыты, тогда как подстилающие и покрывающие породы весьма неодинаковы в разных частях палеобассейна (фиг. 4). Такая выравненность условий в разрезах разного структурного положения, господство на громадном пространстве обстановки нормального открытого моря, где пышно развивались различные морские организмы, является показателем регионального погружения и широкой трансгрессии. Точнее, максимума трансгрессии, с которым связано наибольшее фациальное однообразие в бассейне, наименьшая изменчивость фауны в горизонтальном направлении (Липина, 1960) и минимальная дифференцированность тектонических движений. Действительно, разница в тектоническом режиме отдельных структурных элементов выражалась в это время лишь в незначительных местных отличиях, из которых наиболее заметно присутствие в определенных зонах глинистых прослоев среди полидетритовых известняков (фиг. 4; Липина, 1960). Однако и в этом случае известняки остаются доминирующей породой, и именно они отражают фациально-палеогеографическую обстановку в бассейне. В сумме перечисленные особенности делают верхнечерепетско-нижнекизеловскую пачку хорошим корреляционным репером для стратиграфических построений, но для





Фиг. 4. Нижнекаменноугольное осадконакопление в разрезах разного типа

1 — известняк полидетритовый; 2 — известняк спикулово-полидетритовый и полидетрито-спикуловый; 3 — комплекс известняков с породообразующими водорослями (известняки нодозинелловые, полидетритово-нодозинелловые, полифитные, полидетритово-полифитные, водорослево-микрозернистые); 4 — известняки микрозернистый и сферовый; 5 — известняк доломитовый неуставленной первичной структуры; 6 — доломит немой; 7 — кремнисто-карбонатные отложения; 8 — кремнистые отложения, слабокарбонатные; 9 — глина, аргиллит; 10 — аргиллит алевритистый; 11 — алевролит; 12 — песчаник мелкозернистый; 13 — граница девона и карбона; разрезы; I — р. Чусовая; камень Собачий; II — Дружинино; III — Бузулукская опорная скважина; IV — скважины Ножовской площади (Пермская обл.); V — р. Усуйли, Южный Урал

практических целей опорным подразделением должен служить черепетский интервал, поскольку кизеловские отложения были размыты на весьма значительной площади.

Диапазон этого перерыва колеблется в широких пределах в зависимости от структурного положения разреза и особенностей тектонического режима отдельных структурных элементов. На сводовых поднятиях наблюдаются перерывы трех разновидностей: 1) терригенные бобриковские отложения ложатся непосредственно на турнейские известняки разного возраста, чаще всего черепетские или нижнекизеловские. Из разреза выпадают радаевский и елховский горизонты и все, или почти все, кизеловские известняки; 2) кизеловские (раковские) известняки покрываются маломощной пачкой алевритово-глинистых пород радаевского горизонта, на которые с размывом ложатся бобриковские отложения (Теодорович, Розонова, 1960). В этом варианте два поднятия, два перерыва разной амплитуды разделены кратковременным опусканием, сопровождавшимся осадконакоплением. Из разреза выпадают часть радаевского горизонта и елховский горизонт; 3) тульский горизонт налегает на нижнекизеловские или черепетские известняки, а отложения бобриковского, радаевского и елховского горизонтов размыты. Такого типа перерыв распространен ограниченно и приурочен к самым приподнятым частям сводовых структур (Теодорович, Розонова, 1960).

Значительная глубина размыва на сводах (2—3 горизонта) не позволяет точно датировать время максимального поднятия. Более четко этот момент вскрывается при рассмотрении разрезов на склонах депрессий Камско-Кинельской системы. В этом случае перерыв устанавливается внутри нижнекаменноугольной терригенной толщи, по спорам и детальным литологическим исследованиям, и известен в двух разновидностях: 1) полностью отсутствует радаевский горизонт, так что бобриковские алевролиты и песчаники ложатся на размытую поверхность елховских отложений; 2) на нижнюю или среднюю пачку елховского горизонта налегают с размывом средне- или верхнерадаевские слои.

Таким образом, в зоне склонов объем перерыва предельно сокращен и ясно видно, что максимальное поднятие падает либо на радаевское время целиком, либо на его начало.

В полных разрезах осевых частей прогибов во всем исследованном стратиграфическом интервале нет ни одного перерыва, но радаевское воздымание хорошо прослеживается по изменению фаций. Кизеловские (раковские) известняки очень постепенно переходят здесь в существенно терригенные отложения елховского горизонта, в нижней части которого встречается морская фауна, почти не отличающаяся от раковской. Выше фауна последовательно беднеет и в радаевских слоях либо совсем исчезает, либо из всего комплекса остаются одни лингулы, способные существовать даже в обстановке периодического осушения. В то же время породы тут переполнены растительным детритом и форменными отпечатками флоры, широко распространены также стигмарии, захороненные на месте жизни растений (Теодорович и др., 1962). Все вместе, особенно наличие стигмарий, показывает, что радаевские осадки накапливались в водоеме ничтожной глубины (близкой к нулю), и к этому крайнему обмелению бассейн медленно приближался в течение всего елховского времени.

В чисто карбонатных непрерывных разрезах радаевское обмеление не сразу бросается в глаза, но при детальном литологическом и палеоэкологическом исследованиях выступает отчетливо. Оно регистрируется исчезновением стенофациальных представителей макрофауны, резким обеднением фауны вообще, появлением микрзернистых известняков с остракодами и примитивными фораминиферами (Дружинино), массовым развитием корково-водорослевых образований (Усуйли). На р. Усуйли (фиг. 4, V) мелководная известняковая пачка имеет трехчленное строение, отложения средней части отвечают прогибанию, в чем обнаруживаются сходство с теми терригенными разрезами радаевского горизонта, в которых два размыва — ранне- и поздне радаевский — разделены недолгим периодом осадконакопления (Теодорович, Розонова, 1960). Таким образом, по присутствию перерывов и следов значительного обмеления воздымание радаевского времени прослеживается в любых фациях и структурных условиях и оказывается универсальным для востока платформ в противоположность поздне радаевскому или радаевско-бобриковскому перерыву, распространение которого ограничено отдельными участками сводовых поднятий.

Такое же универсальное движение, хотя и противоположного знака, представляет позднечерепетско-раннекизеловское погружение, а между максимальным погружением и максимальным (радаевским) поднятием происходило медленное обмеление бассейна и дифференциация тектонического режима крупных структурных элементов. В зависимости от этих отличий в разрезах на разных уровнях появляются прослои, пачки и толщи терригенных пород или не появляются совсем, и продолжается накопление чисто карбонатных осадков, реже аккумулируются карбонатно-кремнистые отложения (фиг. 4). Дорадаевская часть терригенной толщи нижнего карбона обычно именуется елховским горизонтом, и по унифицированной стратиграфической схеме относится к визейскому яру-

су. Однако елховский горизонт, ограниченно распространенный, попадает между двумя реперными уровнями, черепетским и радаевским, а в этом промежутке как при накоплении чисто карбонатных, так и карбонатно-терригенных отложений, бассейн развивался одинаково, в сторону прогрессирующего обмеления. Во всех скважинах, где соответствующий интервал пройден с хорошим выходом керна, твердо установлено также, что в непрерывных депрессионных разрезах переход между кизеловскими известняками и елховскими терригенными породами осуществляется постепенно (Теодорович и др., 1962). Отсюда следует, что елховский горизонт отвечает по возрасту известнякам верхней части кизеловского горизонта чисто карбонатных разрезов, а разница в фауне этих горизонтов обусловлена различием фаций.

М. С. Швецов (1938) придавал большое корреляционное значение региональным поднятиям, сопровождающимся осушениями, и действительно, поднятие радаевского времени представляет наиболее естественную границу между турнейским и визейским ярусами, не зависящую от вещественного состава подстилающих и покрывающих отложений. Граница эта тем более существенна, что распространение радаевского перерыва не ограничивается Заволжьем. В центральной части Русской платформы предрадаевский (точнее, раннерадаевский) перерыв является самым крупным в нижнем карбоне (Яблоков, 1973), так что воздымание этого времени охватывало, вероятно, всю платформу.

Общим для всей Волго-Уральской области было начало нижнекаменноугольной трансгрессии, но по ряду причин устанавливается оно с большим трудом. Прежде всего в верхней части фаменского яруса и в низах турнейского нередко формировались однообразные толщи известняков или карбонатно-кремнистых отложений (фиг. 1, 3), т. е. перерыв на границе девона и карбона отсутствовал и изменялся только знак колебательных движений. При этом первые фазы медленного погружения улавливаются внутри таких однородных толщ только по изменению экологических особенностей фаунистических комплексов (фиг. 1, 3). А изменения фауны затушевываются сильными постседиментационными преобразованиями пород, в особенности доломитизацией, широко развитой на этом стратиграфическом уровне. Следовательно, для правильной интерпретации седиментационного процесса в этом интервале разреза требуется тщательное изучение и снятие вторичных изменений, после чего начало нижнекарбоневой трансгрессии вырисовывается достаточно отчетливо.

В более западных районах, согласно детальным исследованиям многих авторов, на рубеже девонской и каменноугольной систем высокое стояние платформы, характерное для второй половины фаменского века, также сменяется опусканием и трансгрессией, так что раннетурнейское погружение, как и радаевское поднятие, можно отнести к категории общеплатформенных тектонических движений.

Таким образом, турнейский ярус в целом охватывает интервал между общеплатформенным поднятием в конце фамена и общеплатформенным поднятием в начале радаевского времени, т. е. полный седиментационный цикл. Перерывы внутри этого цикла отсутствуют. Те из них, которые указываются в литературе (например, Семихатова и др., 1970), в действительности не существуют, так как их выделяли по формально-палеонтологическим признакам, без учета экологических особенностей разных групп организмов и седиментационной истории региона. Полнота и непрерывность осадконакопления при значительной пространственной изменчивости фаций как раз и представляют первую характерную особенность седиментационного процесса на востоке платформы. В Подмосковье и вообще в центре платформы в турне установлено шесть перерывов (Яблоков, 1973), и если даже некоторые из них имеют ограниченное распространение и небольшой диапазон, их наличие подчеркивает

хорошо выраженную ритмичность и большое значение восходящих движений в этом регионе.

Вторая характерная особенность фамен-турнейского осадкообразования восточных районов — это широкое распространение биогенных, первично-кремнистых пород, которых нет в центральных районах (Максимова, 1975). Породы эти неоднократно повторяются в разрезах и местами являются существенным компонентом кремнисто-карбонатных и карбонатно-кремнистых толщ (фиг. 4).

ЛИТЕРАТУРА

- Липина О. А.* Стратиграфия турнейского яруса и пограничных слоев девонской и каменноугольной систем восточной части Русской платформы и западного склона Урала.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 14, 1960.
- Максимова С. В.* Породообразующая роль кремневых организмов и вулканизм.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 5.
- Семихатова С. В., Рыжова А. А., Бывшева Т. В., Губарева В. С., Далматская И. И., Доброхотова С. В., Елина Л. М., Котельникова Э. Д., Миняева Е. Г.* Нефтегазовые и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы, т. III. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области.— Тр. ВНИГНИ, вып. 76. Л., «Недра», 1970.
- Теодорович Г. И., Розонова Е. Д.* К вопросу о перерывах в осадконакоплении терригенной толщи верхнего турне и нижнего визе Татари.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 6.
- Теодорович Г. И., Соколова Н. Н., Розонова Е. Д.* Минералого-геохимические фации терригенных отложений нижнего карбона основной части Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Чувашов Б. И.* История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М., «Наука», 1968.
- Швецов М. С.* История Московского каменноугольного бассейна в диантскую эпоху.— Тр. МГРИ, т. XII, 1938.
- Шербаков О. А., Постоляко М. В., Гарань И. М.* О стратиграфии нижнекаменноугольных отложений западного склона Урала.— В сб.: Геология и полезные ископаемые карбона Западного Урала. Пермь, 1969.
- Яблоков В. С.* Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М., «Наука», 1973.

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых (ИГиРГИ)

Дата поступления
1.VIII.1976

УДК 551.351.5

**ТЕРМИНОЛОГИЯ, КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ
И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РИФОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

И. К. КОРОЛЮК, М. В. МИХАЙЛОВА

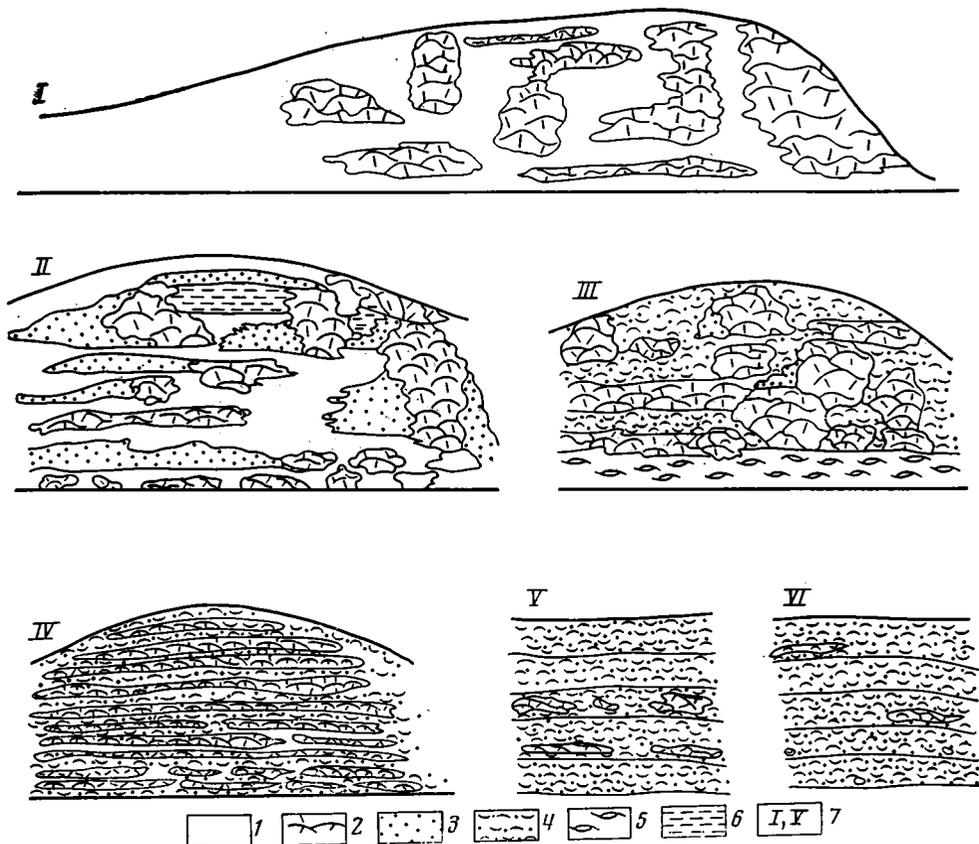
В статье рассматриваются литологические особенности рифогенных образований в древних осадочных толщах.

О ТЕРМИНОЛОГИИ

Рифогенными называются отложения, содержащие органогенные постройки и продукты их разрушения. Иногда эти отложения или заключенные в них органогенные постройки называют рифами. В последнее время в геологической литературе отчетливо выявляются две тенденции употребления термина «риф». В многочисленных отечественных и зарубежных работах по фациальному анализу, литологии и палеоэкологии обосновывается необходимость использования термина только для комплекса отложений, образовавшихся благодаря ускоренному росту каркасных организмов в зоне волновой активности вод (Решения IV палеоэколого-литологической сессии..., 1968). В трудах по региональной геологии, тектонике и нефтяной геологии «рифами» называют генетически различные комплексы карбонатных отложений, образующие локальные или полосовидные выпуклые тела.

М. С. Швецов уделял очень большое внимание чистоте геологической терминологии. Ряд блестящих работ М. С. Швецова (1938, 1955, 1956, 1958) посвящены разбору «наболевших» вопросов номенклатуры и классификации осадочных образований. Неодинаковое понимание одного и того же термина в разных разделах геологии приводит к путанице и серьезным практическим просчетам. При широком употреблении термина рифами называют и огромные протяженные валы и массивы площадью в несколько квадратных километров, высотой в сотни метров (Ишимбаевские массивы), и распространенные на огромной площади пластообразные тела мощностью в десятки метров (осинский горизонт, Вост. Сибирь). Главное, этот неопределенный термин иногда применяют к телам, не имеющим с рифами ничего общего. Зачастую многие «рифы», «барьерные рифы», выделенные по общим соображениям, без обоснования не подтверждаются ни набором фаций, ни генезисом карбонатных пород. Неоднозначность термина приводит к серьезным ошибкам, так как закономерности распределения, внутреннего строения и фациальных замещений резко различны в карбонатных толщах и телах разного генезиса.

Прежде чем остановиться на классификации органогенных построек, обязательной и существенной части исследования всех рифогенных отложений, подчеркнем, что внимание геологов-нефтяников заслуживают различные ископаемые карбонатные образования резко увеличенной мощности по сравнению с окружающими одновозрастными породами: обособленные органогенные массивы; карбонатные толщи, состоящие

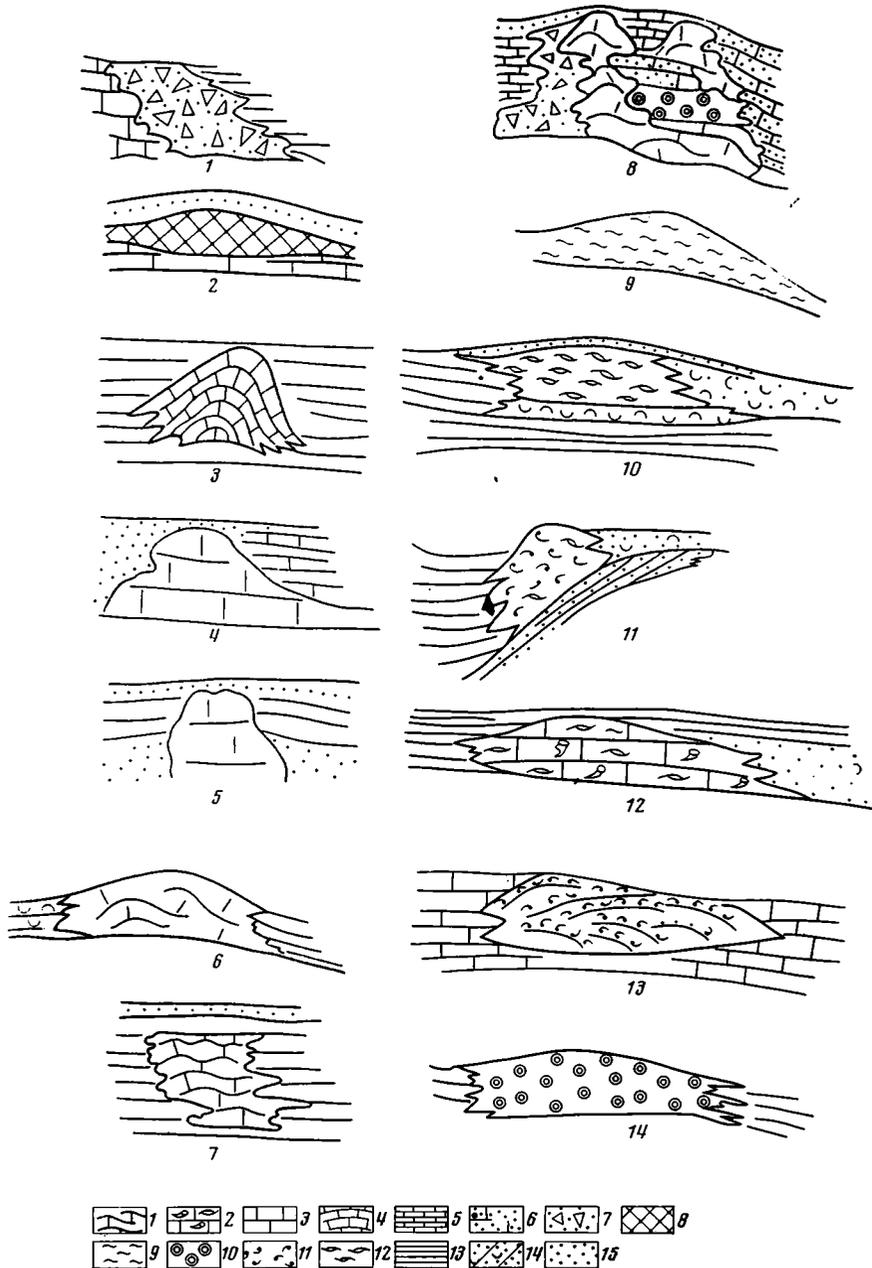


Фиг. 1. Различные карбонатные толщи органогенного происхождения I — рифогенные; II — рифовые; III — биогермные; IV — биоритмиты; V — толща с органогенными постройками; VI — толща без органогенных построек; известняки: 1 — перекристаллизованные с реликтами органогенного происхождения; 2 — биогермные; 3 — обломочные из каркасных организмов, биогермных известняков; 4 — детритовые, обломочные, биохемогенные, типичные для мелководных отложений данного стратиграфического уровня; 5 — ракушняки; 6 — хемогенные, мелкие фракции детрита и обломочных известняков (фации лагуны)

из пород разного генезиса, но вмещающие органогенные постройки (фиг. 1) и, наконец, седиментационные карбонатные массивы явно нерифового происхождения, сложенные разнообразными карбонатными породами, или даже эрозионные останцы известняковых толщ, оползневые или тектонические отторженцы, клиппены и др. (фиг. 2, 1—5). Все перечисленные образования часто не менее перспективны на нефть и газ, чем настоящие рифовые.

Органогенные массивы, построенные некаркасными организмами, хотя внешне несколько сходны с органогенными постройками, но по существу принципиально от них отличны. Наиболее близки к органогенным постройкам тела ракушняков, онколитовые линзы и толщи; локальные аккумулятивные скопления детрита — дюны, косы, бары; линзовидные образования за счет органогенных банок и отмелей (см. фиг. 2, 10—14). Все эти массивы часто также лишены слоистости, имеют пятнистую и беспорядочную текстуры, чем напоминают биогермные породы. Однако в образовании таких массивов каркасные организмы никогда не играли существенной роли.

Локальные скопления подвижного карбонатного материала иногда образуются почти в тех же условиях, что и органогенные постройки.



Фиг. 2. Типы карбонатных массивов

1—5 — неорганические, линзы, гряды: 1 — брекчий; 2 — микрозернистых известняков (седиментационное оползание); 3 — сорванная складка тектонического отторжения; 4 — эрозионный останец; 5 — клиппен; 6—14 — органические: 6—8 — органические постройки, массивы: 6 — биогермный, 7 — биостромный, 8 — рифовый; 9, 10, 12 и 14 — органические банки; 9 — водорослевая; 10 — брахиоподовая; 12 — брахиоподово-коралловая, 14 — онколитовая; 11 и 13 — аккумулятивные скопления органического материала: 11 — детритовый бар, 13 — детритово-оолитовая дюна

Этим частично объясняется возможность смешения указанных образований. Известны крупные линзы оолитовых, псевдооолитовых и пизолитовых известняков, так называемые банковые барьеры на границе между отложениями лагунные и отложениями мелководного открытого шельфа.

Термин **органогенная постройка** принят как обобщающий на III и IV палеозоолого-литологических сессиях, проведенных по инициативе Р. Ф. Геккера (Ископаемые рифы..., 1968; Решения IV палеозоолого-литологической сессии..., 1968). Палеонтологи, литологи, геологи-нефтяники, съемщики и специалисты, занимающиеся детальным изучением органогенных тел разных возрастов в разных регионах Советского Союза, обсудив много материалов, а также проведя совместные экскурсии по Уралу, Крыму, Молдавии и Эстонии, пришли к выводу, что отсутствует однозначность в терминологии. Зачастую это обусловлено спецификой органогенных тел, изученных в различных регионах. Однако общие характерные черты, присущие всем без исключения органогенным ископаемым телам биогермного происхождения, позволяют объединить их под общим названием «органогенная постройка». Введение этого термина подчеркивает общность морфологически разнообразных, но генетически родственных тел, принципиальное отличие их от стратифицированных осадочных слоев, в частности от толщ органогенных пород, и позволяет избежать путаницы, неизбежной при отсутствии обобщающего термина.

Органогенная постройка — обособленное массивное карбонатное тело, образованное скелетными остатками колониальных и единичных прикрепленных организмов, нараставших один на другой, захороненных на месте роста и образовавших устойчивый каркас, внутри и вокруг которого концентрировался связанный с ним карбонатный материал.

В значительной степени характер органогенной постройки определяет строение рифогенных отложений, поэтому очень кратко, поскольку это уже было опубликовано (Королюк, Михайлова, 1970; Ископаемые органогенные постройки..., 1975), охарактеризуем основные их типы.

В основу классификации положен литолого-морфологический принцип: форма (пластовая, выпуклая), размеры (мелкие, слабо влиявшие на процессы осадкообразования или крупные, изменявшие ход осадконакопления), сочетание пород и фаций, сложность строения. По совокупности этих признаков выделяются типы органогенных построек.

Биогерм — *простая, сравнительно небольшая органогенная постройка выпуклой формы с соизмеримыми высотой, длиной и поперечником, сложенная почти исключительно биогермными породами.*

Биостром — *пластообразная органогенная постройка.*

Биогермный массив — *ископаемое геологическое тело, образованное пространственно обособленной суммой биогермов, биостромов и подчиненных им сопутствующих пород. Никаких признаков образования в приливно-отливной зоне нет.*

Обычно биогермным массивам свойственна куполообразная форма. Высота их колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а длина составляет сотни метров, один-два километра.

Для биогермных массивов типично развитие полосами, причем образуются цепочки или гряды биогермных массивов. Обособленные массивы расположены обычно в нескольких километрах один от другого. Внутреннее строение массивов изменчиво и, в частности, значительно колеблется количество органогенно-обломочных (детритовых) пород. Так, в нижнепермских массивах на участках, обращенных к глубокому морю, детритовых пород мало, а на пологом склоне, в сторону мелкого моря, детритовые породы преобладают над массивными. В других же биогермных массивах, например в верхнеюрских массивах Крыма, детритовые слоистые породы слагают лишь небольшие линзы. Собственно биогермные разности пород обычно резко преобладают, образуя непре-

вильные причудливые по форме участки, окруженные сопутствующими отложениями.

Рифовый массив — наиболее сложная органогенная постройка, представляет собой пространственно обособленное карбонатное тело, состоящее не только из собственно биогермных частей и заключенных в них сопутствующих отложений, но и включающее совокупность характерных рифовых фаций: отложения лагуны, рифового шлейфа, рифового гребня и рифового плато.

Для рифовых массивов характерны значительные размеры. Встречаются они обычно группами, полосами, нередко совместно с биогермными массивами. Основные части, определяющие форму массивов, слагаются биогермными породами.

Предложенная на III и IV палеоэколого-литологических сессиях детальная классификация органогенных построек уже нашла применение в ряде работ, где детально описаны обнаженные рифогенные отложения (Задорожная и др., см. «Ископаемые рифы...», 1968; Литология и палеогеография..., 1975). В работах по погребенным карбонатным массивам, для которых из-за небольшого (как правило) фактического материала трудно использовать детальную классификацию, заметна стала известная осторожность при употреблении термина «риф».

Органогенные постройки встречаются в толще изолированно или образуют местные скопления, характер которых позволяет выделять: **рифовые толщи, биоритмиты, толщи с органогенными постройками и без них** (см. фиг. 1).

Рифовые толщи образованы сочетанием органогенных построек и порожденного ими детритового, обломочного и органогенно-обломочного материалов, а также отложений фаций, генетически связанных с рифовыми (лагун, шлейфов). Примерами рифовых толщ являются верхняя юра Кавказа (Михайлова, см. Ископаемые рифы..., 1968), девон Новой Земли (Патрунов, см. Литология и палеогеография..., 1975).

Биоритмиты — толщи, состоящие из многократного ритмичного повторения в разрезе биостромов, горизонтов массового развития мелких биогермов и пород, обычных (или близких обычным) для данного бассейна. В докембрии и кембрии биоритмиты состоят из чередования строматолитовых слоев и прослоев хемогенных доломитов, в более молодых отложениях органогенные постройки чередуются с детритовыми известняками.

В толщах с отдельными органогенными постройками биогермы нередко очень эффектные, но по существу второстепенные члены. Примером таких толщ является ордовик Прибалтики. В толщах с органогенными постройками очень часто обособливаются обогащенные ими небольшие пачки, однако размеры отдельных биогермов незначительны, 1—5 м, редко больше.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Органогенные постройки отличаются одна от другой весьма существенно, что легко увидеть, сравнив описания построек из разных регионов (см. список литературы). Однако отмечаются черты, общие для всех построек. Главные и обязательные признаки органогенных построек:

1. Преобладание каркасных организмов как в биогермных, так и в обломочных известняках.

2. Биогермное строение основных определяющих частей постройки, что проявляется в характерных текстурах известняков — следы нарастания и массивности пород.

3. Обособленность и нередко выпуклая форма тела, превосходящего по мощности вмещающие разновозрастные отложения иного происхождения.

4. Чистота химического состава (отсутствие терригенной примеси или очень небольшое количество ее), фиксируемая на каротажных диаграммах специфическим рисунком кривых ПС и ГК с четко отбиваемыми по ним подошвой и кровлей тела.

Существуют и косвенные признаки, которые в сумме с главными служат критериями для выделения органогенных построек. Эти признаки приведены в ряде работ (Ископаемые рифы..., 1968; Среда и жизнь..., 1973, 1974; Мирчинк и др., 1974; Ископаемые органогенные постройки..., 1975).

Основной метод выделения и изучения рифогенных толщ — детальные комплексные литологические и палеоэкологические исследования.

Типичная порода органогенных построек — биогермные известняки (Маслов, 1950), слагающие постройки иногда почти полностью, иногда значительные их части, гнезда и линзы.

В зависимости от формы роста каркасных организмов образуются или биолититы¹, в которых резко преобладают остатки корковых форм организмов, или ажурные биогермные известняки с существенной примесью инкрустификационного, детритового или шламового материала. В биогермных известняках первого типа каркасные организмы слагают породу почти полностью и захороняются почти все в положении роста. В ажурных биогермных известняках наряду с цельными остатками каркасных организмов, роль которых в образовании породы иногда и не очень велика, в большом количестве захороняются обломки тех же каркасообразователей, заполняющих вместе с прочим материалом каркас породы. В результате остатки каркасных организмов и в ажурных известняках, как правило, составляют основную массу породы. В биогермных известняках обычно хорошо видны типичные для них текстурные особенности, хотя обычно биогермные постройки очень сильно перекристаллизованы, вторично кальцитизированы или доломитизированы. Степень развития вторичных процессов зависит от характера вмещающих толщ (в глинистых — слабее, в карбонатных — сильнее).

В первичнобиогермных породах, подвергшихся воздействию различных процессов, развиваются своеобразные текстуры вторичного изменения: реликтовые, узорчатые, петлевидные, остаточнo-ячеистые, выявление которых очень облегчает диагностику биогермных известняков.

Если органогенная постройка прошла стадию рифа, то в ней развиты специфические фашии. Фашии собственно волнореза слагают незначительные площади, но обычно легко выделяются по экологической характеристике фаунистических остатков (по преобладанию корковых форм роста у строматолитов, водорослей и мшанок, по массивным кораллам, по следам деятельности сверлильщиков, по присутствию некоторых специфических жителей приливно-отливной зоны и т. д.).

В зоне шлейфа, особенно в области внешнего склона, большую роль играют грубообломочные органогенные породы, достигающие иногда значительной мощности и протягивающиеся на многие километры в сторону от массива. Особенно характерны рифогенные брекчии, состоящие из разнообломочных фрагментов биогермных пород. Обломки резко беспорядочно нагромождены, плотно притерты друг к другу, цемента почти нет. Биохемогенные породы имеют явно подчиненное значение в органогенных постройках. Известняки лагунного происхождения обычно обладают резко выраженной беспорядочно-контрузивной текстурой вследствие переработки осадка роющими животными и илоядными. Иногда такие известняки содержат небольшую примесь глинистого вещества (нерастворимый остаток 10—15%), чем отличаются от очень чистых собственно биогермных пород. В хорошо обнаженных массивах

¹ Термин «биолитит» не вполне удачен, так как охватывает все «камни», образованные организмами.

лагунные пачки выделяются благодаря явной слоистости, подчеркнутой обычно пластовой отдельностью.

Породы, развитые внутри различных органогенных построек, являются или продуктом разрушения биогермообразователей или образованиями, возникшими в специфических условиях органогенных построек; эти породы отличаются от окружающих слоистых толщ массивностью, резко неправильной формой тел («карманы», пятна, «заливы»), преобладанием обломков характерных организмов, развитием инкрустаций, своеобразием контактов с вмещающими породами и внутренних замещений.

Детритовые известняки органогенных построек отличаются от детритовых известняков прилежащих осадков отсутствием плоскопараллельной слоистости и составом детрита; в нем резко преобладают обломки фауны, жившей в пределах постройки, часты обволакивания, следы сверления, инкрустации.

Для выявления специфики детрита изучаемых отложений очень удобны таблицы, сравнение которых наглядно показывает особенности близких пород и помогает установить ареалы разноса органических остатков. Для детрита обычно характерны остроуголатая форма обломков, отсутствие сортировки по размеру, незначительное количество обломков раковин брахиопод и моллюсков, захороненных при быстром осадконакоплении в виде цельных створок, в то время как в слоистых детритовых известняках обычна значительная примесь раковинной дресвы.

Обломочные известняки присутствуют далеко не во всех органогенных постройках, образуются всегда только за счет пород органогенной постройки и по составу существенно отличаются от подобных пород соседних слоистых толщ. Окатанными бывают обычно только мелкие обломки в редких прослоях и гнездах. Для большинства обломочных пород характерны остроуголатые формы и растресканность обломков, полное отсутствие сортировки по размерам, приуроченность породы к краям массива.

Один из самых важных критериев, который необходимо использовать при диагностике рифогенных фаций — *форма роста* пороодообразующих организмов. Можно привести много примеров, когда порода образуется массовым скоплением потенциальных биогермообразователей, однако слагают известняки нормально слоистые толщи, четко стратифицированные, распространенные на больших площадях. Так, в тороне Прикарпатья литотамнии образуют мощные слоистые толщи и крупную рифовую гряду. Но в слоистых известняках литотамнии дают разобщенные желваки, в онкоидах — хорошо видимый каркас. Особенно широкое участие в образовании слоистых толщ отмечается для кораллов, строматопоридей и водорослей.

Трудность расшифровки этих случаев по ограниченному керновому материалу усиливается тем, что кораллы и строматопоры нередко образуют желваки, мелкие колонии, отдельные корки прекрасной сохранности, которые в шлифах могут быть диагностированы как биогермные образования. Общее количество колоний и желваков таково, что при формальном подходе можно такие толщи вполне отнести к биогермным, хотя ни один геолог, видевший их в полевых условиях, никогда этого не делает, так как хорошо прослеживается разобщенность колоний.

Следовательно, основной признак рифогенных фаций — наличие органогенного каркаса — не может быть выявлен *без учета экологических данных о форме роста организмов*, так как материалы только о систематической принадлежности ископаемых органических остатков в толще, даже дополненные сведениями о количественной роли потенциальных рифостроителей в осадкообразовании, еще не являются основанием для заключения о существовании органогенной постройки.

Палеоэкологические работы совершенно необходимы также для выяснения типа органогенных массивов или рифогенных толщ. Экологические характеристики рифовых, биогермных и банковых фаций существенно отличны. Наиболее яркая и своеобразная экосистема у настоящего рифа. Для органических остатков настоящих рифовых массивов характерны:

1. Богатый, разнообразный состав «населения» в каждом конкретном участке постройки и крайне редкое массовое развитие одного какого-либо вида.

2. Большое родовое разнообразие при небольшом видовом разнообразии.

3. Совместное нахождение органических остатков из резко отличных экологических группировок, что обусловлено чрезвычайным разнообразием экологических ниш.

4. Наличие специфических экологических группировок — макросверлильщиков, пожирателей кораллов, инкрустаторов и т. п.

5. Признаки быстрого роста и быстрого захоронения органических остатков, выражающиеся в хорошей сохранности скелетных остатков, несмотря на гидродинамическую подвижность среды, а также в малочисленности находок корок обрастания на мелких обломках, редкая исверленность обломков.

6. Крайне незначительное число форм перекатывающегося бентоса или развитие их в значительных количествах на определенных участках (рифовое плато, отмель).

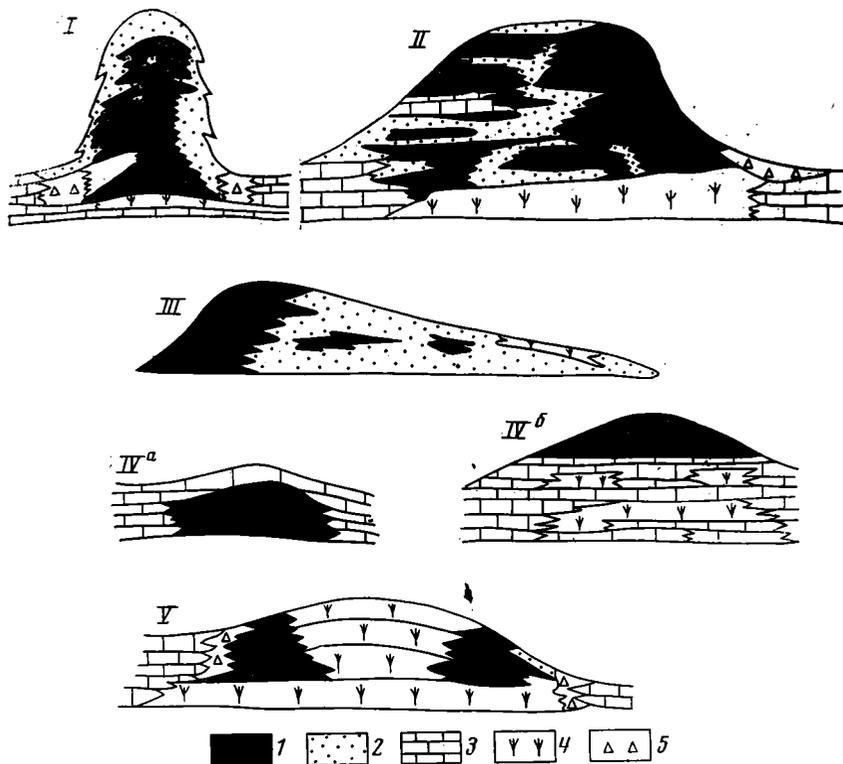
Необходимо отметить, что органогенные постройки средних частей крупных циклов осадконакопления существенно отличаются от органогенных построек начальных и заключительных стадий этих циклов. Обычно, характеризуя экологическое своеобразие рифогенных отложений, рассматривают биоценозы массивов, возникших в эпохи, максимально благоприятные для процветания бентосной фауны, и выявленные особенности распространяют на все типы органогенных построек и рифогенные образования вообще. Это является ошибкой, поскольку разные типы органогенных построек обладают специфическими особенностями. Кроме того, нельзя забывать, что в начале и конце крупных циклов осадконакопления, как правило, возникают довольно мелкие органогенные постройки, нередко сложенные ограниченным набором каркасных организмов, сопровождаемых также небогатым комплексом остатальной фауны. В условиях, резко отклоняющихся от нормально морских, породообразователями всегда оказываются один-два вида.

СТРАТИФИКАЦИЯ РИФОГЕННЫХ ТОЛЩ

Стратиграфическое расчленение крупных органогенных построек бывает очень сложным либо из-за трудности выявления перерывов, даже крупных, внутри однообразной массивной толщи, либо наоборот, из-за разнообразия и сложности фациальных изменений. Карбонатные образования различных фациальных зон, особенно пространственно разобщенные, легко могут быть приняты за разновозрастные отложения. И наоборот, в мощной карбонатной толще однофациального происхождения трудно бывает обнаружить последовательную стратиграфическую смену (Михайлова, см. Литология и палеогеография..., 1975).

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ МАССИВОВ, ОБРАЗОВАННЫЕ ОРГАНОГЕННЫМИ ПОСТРОЙКАМИ

Нефтяные и газовые месторождения редко бывают приурочены к одной какой-либо органогенной постройке. Обычно ловушкой оказывается массив, состоящий из сложного сочетания различных органоген-



Фиг. 3. Соотношение основных типов пород в карбонатных нефтегазоносных массивах, образованных органогенными постройками
 1 — биогермные известняки; 2 — детритовые известняки, образовавшиеся в основном за счет разрушения каркасных организмов; 3 — слоистые известняки обломочного типа; 4 — известняки банковых фаций; 5 — обломочные известняки

ных построек и сопутствующих им пород. Наиболее распространены типы нефтегазоносных массивов, изображенные на фиг. 3. Они отличаются друг от друга соотношениями основных пород (биогермных и детритовых), пространственным их распределением и морфологией. Объединяет их наличие биогермного ядра. Первые три массива рифовые, четвертый — биогермный, пятый американские геологи называют рифовой банкой.

В массивах I типа биогермное ядро растет почти непрерывно, детритовые и обломочные известняки образуются почти исключительно за счет биогермного ядра. Мощности горизонтов в пределах массива могут быть резко изменчивы, отдельные литологические пакки быстро выклиниваются и при малой эродированности массива в нем четко намечается концентрически-зональное строение. В крупных массивах на последних этапах их формирования могут обособиться лагуны и накопиться лагунные отложения, резко отличные от всего остального комплекса осадков. Примерами детально описанных обнаженных массивов такого типа являются верхнеюрские массивы Кавказа и Восточного Крыма, а нефтегазоносных погребенных — среднедевонские массивы Рейнбоу, Альберта, Канада (Геология гигантских месторождений..., 1973).

В массивах II типа периоды преимущественного накопления биогермных (но не рифовых) известняков чередовались с эпохами, благоприятными для роста рифов, т. е. такими, когда росли и разрушались

отдельные биогермы и одновременно накапливались разнообразные ракушняковые и детритовые известняки. В массивах обособляются различные литологические пачки, дробные стратиграфические горизонты, секущие массив. Плащеобразное залегание в краевых частях массива наблюдается не всегда. Несмотря на значительное количество органогенно-обломочных разностей, биогермные известняки в этих массивах явно преобладают, а детритовые имеют специфические особенности, характерные для известняков рифовых фаций. Примером таких массивов является Шахтау (Стерлитамакское Приуралье) и Ишимбаевские погребенные нефтеносные массивы в Предуральском прогибе (Шамов, Фролов, 1963).

III тип массивов образовался из рифовых построек, подвергавшихся длительному разрушению. В таких массивах биогермное ядро сравнительно невелико, смещено к одному краю; широко распространены обломочные и детритовые породы, возникшие за счет разрушения биогермного ядра. По составу и структурно-текстурным признакам детритовые толщи близки биогермным известнякам и существенно отличны от детритовых разностей слоистых отложений. Примером такого массива является позднекаменноугольный риф Воскресенский в южной части Предуральского прогиба (Королюк, см. Литология и палеогеография..., 1975).

Массивы, которые условно можно сгруппировать в IV тип, образовались за счет отдельных биогермов и биостромов, разобщенных в основном детритовыми породами, обычными для данного стратиграфического уровня. В простейшем случае это небольшой биогерм, захороненный в нерифовой толще. Именно такими нам представляются артинские массивы восточного края Восточно-Европейской платформы южной части Предуральского прогиба (Шамов, 1969). В более сложных случаях эти массивы образуются при сочетании нескольких биогермов, но без обломочных шлейфов и без существенного количества специфического рифогенного детрита. Нередко к основанию рассматриваемых массивов приурочена толща детритовых известняков (или желваковых, онколитовых и др.), резко увеличенной мощности по сравнению с окружающими зонами или развитая локально. Эта толща иногда имеет явные признаки мелководной банки — в известняках преобладают остатки мелководного бентоса, имеются многочисленные прослой ракушечников, в том числе скопления прикрепленных форм, однако биогермной эта толща не является. Биогермные известняки обычно приурочены к верхней части массивов, объемно подчинены остальной массе пород, но можно предполагать, что именно наличие этих бронирующих плотных известняков во многом способствовало сохранению массива. Массивы такого типа широко развиты в отдельных толщах и на относительно большой территории. Величина массивов различна — от первых десятков метров до нескольких (три, четыре) сотен метров. Углы склонов у мелких массивов пологие, а у крупных — крутые. Такие массивы широко развиты в Пермском Приуралье (Софроницкий и др., см. Ископаемые рифы..., 1968).

Особняком стоят массивы V типа (см. фиг. 3). Наиболее ярким примером их является Джуди Крик (средний девон, Канада). Дж. У. Муррей (Геология и нефтегазоносность..., 1968), детально изучивший этот массив, назвал его «банкой», так как основу массива составляют небиогермные мелкозернистые известняки с огромным количеством ветвистых строматопор и ветвистых амфипор, дававших небольшие рассеянные поселения. Морфология его также отличается от морфологии типичных рифовых массивов — более пологие углы склонов, четкое горизонтальное расчленение тела. Тем не менее это сооружение — своеобразная органогенная постройка: оно имеет края, сложенные биогермными известняками, в основном из пластинчатых строматопороидей.

Именно благодаря росту этих барьеров и образовалась обособленная область, где длительно существовали фации защищенной банки.

Очень часто нефтегазоносными оказываются массивы, которые к категории построек отнести практически невозможно — у них нет биогермного ядра (см. фиг. 2, 9). В образовании массивов принимают участие водоросли неясной экологической характеристики, резко отличные от типичных каркасных. Они слагают разнообразные ступковые, комковатые и мелкозернистые известняки, встречаются в виде рассеянных поселений — потенциальные каркасообразователи. К этому типу относятся нефтегазоносные массивы Ратклиф (Хансен, см. Геология и нефтегазоносность..., 1968) и, возможно, значительная часть верхнедевонских «рифов» Волго-Уральской области (Мирчинк и др., 1974).

Плоские вздутия, также являющиеся ловушками для нефти и газа, представляют собой структуры смешанного, седиментационно-тектонического происхождения и образуют биостромы. В осинском горизонте Маркова (Восточная Сибирь) на значительной площади прослеживается биостром, сложенный массовыми остатками водорослей (ренальцисов и марковелл). Поскольку пачка пройдена большим числом скважин со сплошным отбором зерна, то природа ее не вызывает сомнения — марковеллы и ренальцисы составляют около 75% породы, и каркасная природа этих водорослей бесспорна. Интересно, что реликты их хорошо сохраняются и в перекристаллизованных породах.

Выделенные типы карбонатных массивов существенно отличаются друг от друга по закономерностям распространения в них основных типов пород и соответственно ловушек для нефти и газа — проницаемых пачек и зон разных коллекторских свойств. Не рассматривая комплекс этих специальных вопросов, авторы хотят лишь подчеркнуть, что, несмотря на многообразие конкретных массивов, в их строении наблюдается определенная закономерность, позволяющая прогнозировать возможное распространение пород и коллекторских свойств в телах разного типа.

Сложность строения различных органогенных построек и общая близость их к обычным мелководным отложениям приводят к тому, что для диагностики органогенных построек и детального изучения требуется большой фактический материал. Например, для изучения массива Рейнбоу было исследовано 4,5 км зерна (Бара и др., см. Геология гигантских месторождений..., 1973). Примером детально изученных рифовых образований является Ишимбаевская группа массивов. Огромный фактический материал в распоряжении большого коллектива геологов позволил однозначно интерпретировать природу массивов и создать на основе этих данных работы, остающиеся пока непревзойденными по детальности описания рифовых фаций и по широте общих выводов (Раузер-Черноусова, 1950; Шамов, 1957; Шамов, Фролов, 1963, и др.). Эти исследования оказали существенное влияние на наше представление о закономерностях формирования рифогенных фаций и на направление поисково-разведочных работ на нефть и газ как в Приуралье, так и в ряде других районов.

До тех пор, пока не будет изменено существующее ныне положение с отбором зерна, разговоры о природе тех или иных тел и возможности их прогнозирования по генетическим показателям бесплодны. Следствием отсутствия зерна является малая обоснованность природы массивов и полос карбонатов увеличенной мощности, выделенных по геолого-геофизическим критериям. Наиболее ярким примером трудности выявления генезиса карбонатных толщ служит прибортовая зона Прикаспийской впадины.

Введение детальной литолого-экологической классификации органогенных построек и рифогенных толщ позволит упорядочить терминологию. Эта классификация совершенно необходима и потому, что только

четкое представление о закономерностях изменения фаций внутри тел определенного типа позволяет прогнозировать в них зоны с различными коллекторскими свойствами.

Все вторичные процессы — перекристаллизация, разрушение, карстование и даже трещиноватость — в той или иной степени определяют первичными особенностями массивов, толщ и размещением в них основных фациальных зон. Именно поэтому литолого-палеоэкологический анализ занимает в настоящее время такое важное место в комплексе поисковых и разведочных работ американских геологов-нефтяников.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов. М., «Мир», 1968.
Геология гигантских месторождений нефти и газа. М., «Мир», 1973.
Ископаемые рифы и методика их изучения. Тр. III палеоэколого-литологической сессии. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.
Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М., «Наука», 1975.
Королюк И. К., Михайлова М. В. Сравнительная характеристика биогермных образований.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии. М., «Наука», 1970.
Литология и палеогеография биогермных массивов. М., «Наука», 1975.
Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., 1950, вып. 118, № 2.
Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М., Хатгьянов Ф. И., Трохова А. А., Митрейкин Ю. Б., Куряева В. В. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. М., «Недра», 1974.
Раузер-Чернуосова Д. М. Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья (на основе изучения фузулинид).— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геол., 1950, вып. 119, № 48.
Решения IV палеоэколого-литологической сессии, проходившей в Крыму и Молдавии в сентябре 1966.— Палеонтол. ж., 1968, № 4.
Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой Сибири). Новосибирск, «Наука», 1973.
Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). Новосибирск, «Наука», 1974.
Шамов Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбаевского Предуралья.— Тр. Уфимск. нефт. н.-и. ин-та. Уфа, Башкирское книжн. изд-во, 1957.
Шамов Д. Ф. Существовал ли непрерывный барьерный риф в артинском бассейне Предуралья? — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
Шамов Д. Ф., Фролов В. А. Геологическое строение рифовых массивов Столяровской зоны.— Сборник, посвященный 90-летию И. М. Губкина. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Швецов М. С. К вопросу о терминологии, классификации и о кратких характеристиках осадочных пород. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1938, вып. 4, т. 16.
Швецов М. С. О некоторых наблевших вопросах номенклатуры и классификации осадочных пород.— Тр. Львовск. гос. ун-та, 1955.
Швецов М. С. К вопросу о номенклатуре, терминологии, классификации осадочных пород.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Изд-во Львовск. ун-та, кн. 3—4, 1956.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.

ИГиРГИ,
ВНИГНИ,
Москва

Дата поступления
11.VIII.1976

УДК 551.735 (470.33)

**ЗАВИСИМОСТЬ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ОТ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ
МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ**

Т. Н. БЕЛЬСКАЯ, А. И. ОСИПОВА

Строение разрезов окских отложений на северо-западе Московской синеклизы отличается большой пестротой. Детальное их изучение показало, что многие фациальные изменения и колебания мощностей закономерно связаны с повышениями и понижениями довизейского структурно-эрозийного рельефа. Наиболее резко эти изменения проявлялись в отложениях, образовавшихся при преобладании восходящих движений; во время отложения карбонатных осадков влияние палеорельефа ослабевало. При этом направленность движений отдельных элементов палеорельефа была унаследованной.

При детальном изучении визейских отложений южной части Московской синеклизы М. С. Швецов расчленил их на ряд горизонтов небольшой мощности¹. Рассматривая методы корреляции, он пришел к выводу о необходимости применения физико-географического анализа и показал, что при отсутствии надежных палеонтологических данных границы стратиграфических подразделений следует проводить, учитывая следы поднятий, сопровождавшихся осушениями (Швецов, 1938).

Этот принцип вполне оправдал себя при установлении границ между горизонтами на большей части Московской синеклизы, где развиты преимущественно карбонатные породы и среди них присутствуют характерные слои ризоидных известняков со следами осушения. Однако для северо-западного крыла синеклизы использование этого критерия осложнялось тем, что в отложениях окского надгоризонта здесь перемежаются морские и континентальные образования и очень часты субэральные размыты.

М. С. Швецов (1938) одним из первых попытался провести детальную корреляцию визейских отложений Московской синеклизы, составив два профиля от Окско-Цнинского вала на юго-востоке через Калугу и Ржев до Онежского озера на северо-западе. Как показали дальнейшие исследования, М. С. Швецов в основном правильно сопоставил с южным крылом разрез р. Мсты в районе Боровичей, где известняки слабают значительную часть разреза. Но для более северных разрезов, где число пластов известняков сокращается, параллелизация отдельных слоев, данная М. С. Швецовым (1938) и Л. М. Бириной (1938), была ошибочной. Это, как правильно отметил Б. С. Соколов (1959), привело

¹ По принятой стратиграфической схеме они объединены в три надгоризонта — яснополянский (бобриковский и тульский горизонты), окский (алексинский, михайловский и веневский) и серпуховской (тарусский, стешевский и протвинский). Серпуховской надгоризонт в настоящее время рассматривается как самостоятельный ярус и параллелизуется с намюром А+В Западной Европы.

к искаженному представлению о строении окских отложений северной части рассматриваемой территории.

Несмотря на большой объем геологических исследований, проведенных в послевоенные годы, до сих пор нет общепринятой погоризонтной корреляции яснополянских, окских и серпуховских отложений южного и северо-западного крыльев Московской синеклизы, а в пределах последнего нет единого мнения ни о принадлежности к тому или другому горизонту унифицированной схемы отдельных пластов известняков окской толщи переслаивания (число их в наиболее полных разрезах достигает восьми — a_1 — a_8 местной схемы), ни о точной их идентификации в конкретных разрезах. Существующие разногласия освещены в литературе (Кофман, Горянский, 1971; Фомина, 1975).

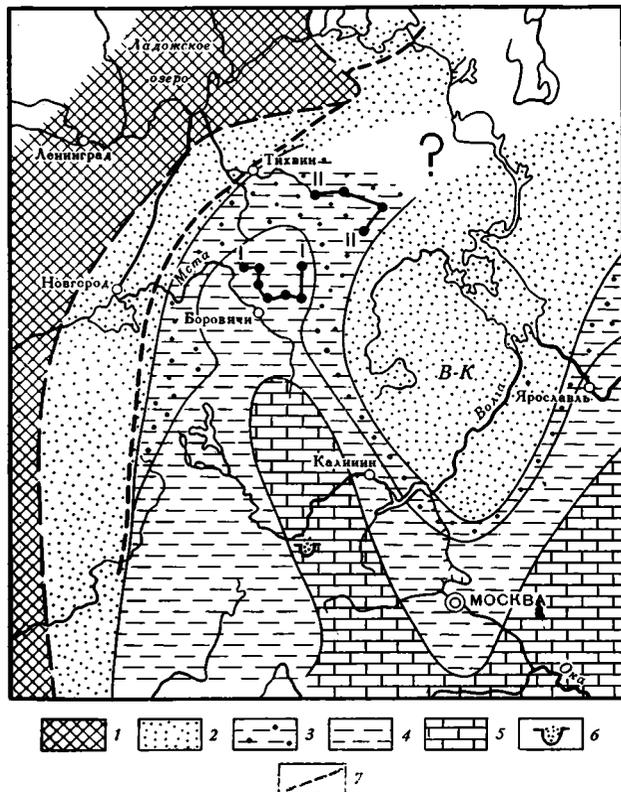
Корреляция, проведенная авторами настоящей статьи, показала, что к алексинскому горизонту относятся известняки a_1 , a_2 и a_3 и песчано-глинистые породы мощностью от 1,5 до 15 м, подстилающие известняк a_1 , к михайловскому — известняки a_4 , a_5 и a_6 и к веневскому — a_7 и a_8 . Залегающая выше карбонатная пачка (толща b местной схемы) является уже тарусской (Осипова, Бельская, 1965², 1975).

Следует отметить, что при изучении визейских отложений северо-западного крыла Московской синеклизы наибольшее внимание всегда уделялось самым нижним песчано-глинистым отложениям яснополянского надгоризонта, заключающим важные полезные ископаемые. Еще в 1930-е годы геологами была отмечена зависимость распределения углей, огнеупорных глин и бокситов от рельефа довизейской поверхности (Маявкин, 1934; Вишняков, 1934; Форш, 1935; Брунс, 1935; Котлуков, 1939, и др.; Корженевская, 1941). В последнее десятилетие реконструкции палеорельефа для северо-западной части Московской синеклизы были даны А. П. Саломоном (см. Котлуков, 1964), В. С. Кофманом (1962, 1965 и др.) и другими исследователями. Методика восстановления древнего рельефа у разных исследователей отличалась — одни исходили из абсолютных высот поверхности девона (Брунс, 1939; Вишняков, 1940; Кофман, 1965), другие (Котлуков, 1939; Корженевская, 1941) использовали при построении отсчеты от поверхности слоя-репера, однородные литологические и фаунистические характеристики которого на большой площади свидетельствуют об отложении на поверхности, близкой к горизонтальной. В изученном регионе такими поверхностями являются подошва известняков алексинского горизонта и подошва известняков толщи b . Этот метод использовался и нами, причем выяснилось, что надежным реперным слоем является также подошва карбонатных отложений протвинского горизонта.

Е. П. Брунс (1939) отмечала, что вследствие поздних тектонических движений докарбонный рельеф несколько искажен, но полагала, что для небольших разведочных площадей искажение не может быть значительным. При более поздних исследованиях, охвативших крупный регион и большой новый материал, эти искажения стали весьма ощутимыми, что и привело к необходимости широкого применения метода отсчета от условно принятой горизонтальной поверхности — слоя-репера. Пользуясь им, А. П. Саломон (1966) показал, что на северо-западном крыле Московской синеклизы палеорельеф является структурно-эрозионным, а не просто эрозионным, как полагали многие предшествующие исследователи.

Преимущества восстановления палеорельефа методом отсчета особенно наглядно выступают там, где общее погружение крыла синеклизы возрастает. Например, используя этот метод, удается выявить повышения древнего рельефа у ст. Тешемля и ст. Чагода², в восточной части территории, которая на карте палеорельефа, составленной В. С. Коф-

² По разрезам скв. 15-к и 14-к (Вишняков, 1940).



Фиг. 1. Схема распределения осадков на северо-западе Московской синеклизы в алексинское время

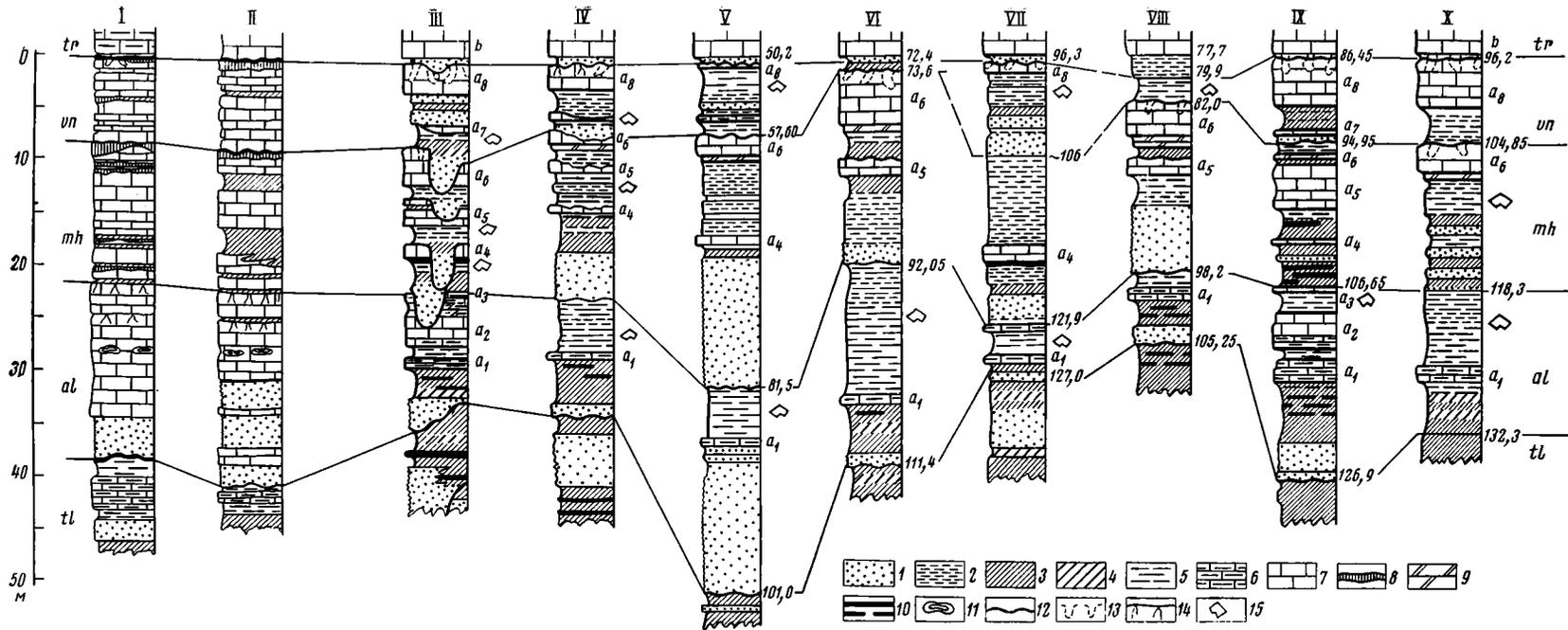
1 — области размыва; 2 — прибрежно - континентальные терригенные осадки, временами сменявшиеся морскими; 3 — чередование терригенных морских и прибрежно - континентальных осадков; 4 — чередование морских терригенных и карбонатных и прибрежно-морских осадков; 5 — морские преимущественно карбонатные осадки; 6 — участки развития мощных песков; 7 — граница распространения известняков михайловского горизонта; I—I, II—II — линии профилей; В—К — Вологодско-Кашинское поднятие

маном (1965, рис. 1) по абсолютным высотам, очерчена нулевой изогипсой (см. также фиг. 4 настоящей статьи).

В настоящее время для отложений тульского горизонта, представленных песчано-глинистыми озерно-болотными, аллювиальными и дельтовыми образованиями, установлена зависимость размещения бокситов, огнеупорных глин и углей от палеорельефа (Кофман, 1962, 1975; Саломон, 1966; Кофман, Горянский, 1971). Некоторые геологи указывали, что влияние палеорельефа сказывалось и во время отложения окского надгоризонта (Форш, 1935; Вишняков, 1940; Кофман, 1962), и лишь во время накопления толщи *b* оно почти перестало быть заметным (Горянский и др., 1958), но специально этот вопрос никем не рассматривался.

Составление литолого-палеоэкологических карт бассейнов тульского и алексинского времени (Осипова, Бельская, 1967, 1969; Осипова и др., 1972) показало, что при трансгрессиях, наступавших с юго-востока на север, море постепенно продвигалось на северо-запад по понижению между склоном Балтийского щита и поднятием, условно названным нами Вологодско-Кашинским (фиг. 1, В—К). В тульское время это поднятие представляло собой сушу (Осипова, Бельская, 1967); в алексинское время здесь были распространены терригенные прибрежно-континентальные осадки, и отсюда сносился пестроокрашенный терригенный материал, достигавший на юге широты Москвы. Морские карбонатные осадки перекрыли это поднятие только во второй половине михайловского времени.

При более поздних детальном исследованиях на северо-западе синеклизы мы стремились выявить изменения в составе осадков и комплексов донных организмов, которые можно было бы связать с удалением от основного источника сноса в области Балтийского щита на восток, к



Фиг. 2. Строение оксидных отложений на юге и северо-западе Московской синеклизы

I — район г. Алексина; II — район г. Калуги; III — р. Мста в районе Боровичей; IV — р. Прикша; V — скв. 7285 (Никандрово); VI — скв. Косунские горы; VII — скв. 1395 (Быково); VIII — скв. 7283 (Любони); IX — скв. 7284 (Погорелое-Устрека); X — скв. 7278 (Остахово). 1 — светлые пески и алевроиты; 2 — алевроиты глинистые тонкослоистые, частью пестроцветные; 3 — глины карбонатные; 4 — глины углистые; 5 —

глины карбонатные и мергели; 6 — известняки глинистые; 7 — известняки детритово-фораминиферовые; 8 — известняки стигмариевые; 9 — доломиты; 10 — угли; 11 — конкреции кремня; 12 — границы размыва; 13 — древний карст; 14 — следы зарастания лепидофитами; 15 — находки остатков морской фауны.
В колонке V в основании слоя a4 — уголь

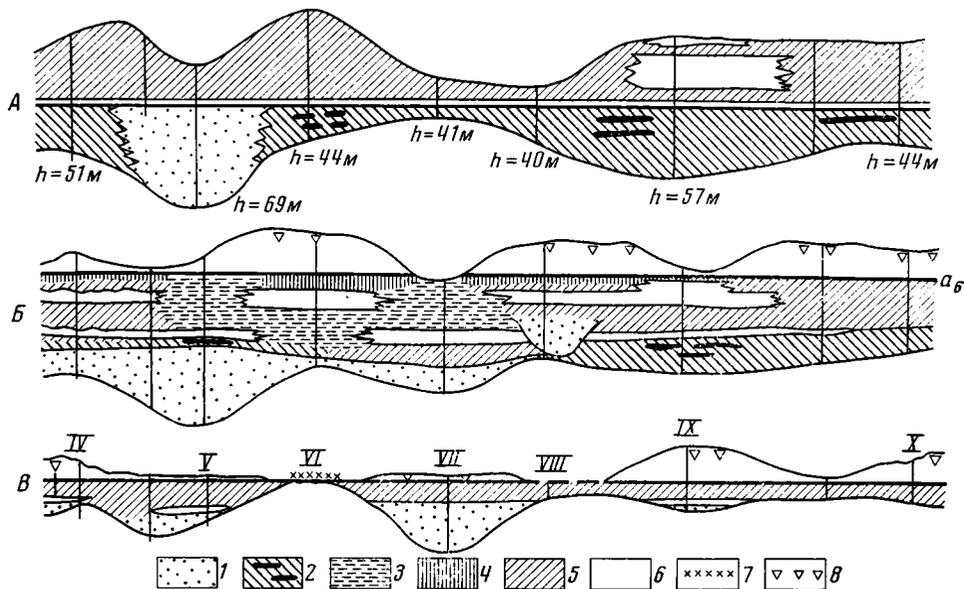
центральной зоне бассейна. Однако направленных изменений в составе и мощности отложений алексинского и особенно михайловского и веневского горизонтов обнаружить не удалось: повсюду наблюдается прихотливое чередование известняков и песчано-глинистых пород с большими изменениями мощностей на коротких расстояниях. Зная об установленной предшествующими исследователями зависимости литологического состава и мощности тульских отложений от палеорельефа, мы попытались проанализировать в этом плане строение и состав окских отложений.

Ограниченный размер статьи не позволяет осветить весь имеющийся материал, поэтому мы кратко излагаем данные по сравнительно небольшой части северо-западного крыла Московской синеклизы в районе Любытина — Боровичей. Этот район хорошо изучен геологами, осветившими генезис многих типов глинистых и песчано-алевритовых пород. В 1950-х годах здесь был пробурен ряд структурно-картировочных скважин, керн которых мы имели возможность изучить. При генетической интерпретации мы во многом опирались на данные предшествующих исследователей (Брунс, 1940; Вишняков, 1940; Викулова, Шустерова, 1940; Викулова, 1963; Кофман, 1969; Фашиальные типы..., 1973), но при описании разрезов давали свое расчленение и корреляцию. В качестве показателя структурного положения разрезов нами принята мощность отложений между основанием известняков тарусского горизонта (толща *b* местной схемы) и поверхностью девонских или турнейских отложений. В пределах рассматриваемого профиля (фиг. 2) эта мощность (*h*) колеблется от 40 до 69 м.

Одни из рассматриваемых разрезов находятся в пониженных участках древнего рельефа — Шереховичской впадине и на ее склонах — р. Прикша (IV, $h=51$ м), скв. 7285 (Никандрово — V, $h=69$ м), другие на возвышенных участках — Косуногорском, тектоническая природа которого выявлена Е. Д. Остромешкой (Кофман, 1965), и Хвойнинском — скв. Косунские горы (VI, $h=44$ м), скв. 1395 (Быково — VII, $h=41$ м), скв. 7283 (Любони — VIII, $h=40$ м), скв. 7278 (Остахово — X, $h=44$ м). В понижении, разделяющем Косуногорский и Хвойнинский возвышенные участки, находится скв. 7284 (Погорелое-Устрека — IX, $h=57$ м) (фиг. 1, 2).

Тульские отложения на возвышенных участках имеют малую мощность (5,60 м в скв. Косунские горы); в пониженных участках палеорельефа мощность разрезов значительно больше (до 18 м в скв. 7285). В начале алексинского времени на рассматриваемой территории отлагались алевритово-глинистые и песчаные осадки, местами с углями, генетически близкие к отложениям поздне-тульского возраста. Здесь находилась приморская равнина с озерами, болотами и реками. Речные долины, заполненные песками, были врезаны в отложения тульского горизонта на глубину до 15 м; они закономерно приурочены к пониженным частям довизейского рельефа. На поднятиях мощность озерно-болотных нижеалексинских отложений уменьшается до 1,5 м (фиг. 3).

Во второй половине алексинского времени равнина была затоплена морем, отложившим мелководные известковые осадки небольшой мощности (известняк *a*, 0,5—1,20 м). Распространение их на всей рассматриваемой территории свидетельствует о значительной выравненности рельефа. Затем возросло поступление терригенного материала с суши Балтийского щита, вследствие чего на большей части рассматриваемой территории стали отлагаться известково-глинистые и глинисто-алевритовые осадки. Они были населены многочисленными остракодами, мшанками, двустворчатыми моллюсками, червями и мелкими брахиоподами, среди которых преобладали мелкие хонетиды и продуктиды, встречались лингулы. Эта фация, известная под названием «остракодовых глин», давно уже рассматривается как отложения залива с условиями,



Фиг. 3. Схематические фациальные профили (по линии I—I)

A — алексинский горизонт; *B* — михайловский горизонт; *B* — веневский горизонт; осадки: 1 — аллювиальные; 2 — озерно-болотные; 3 — подводной части дельты; 4 — лагуны, 5 — морского залива, 6 — морские известковые, 7 — элювиально-делювиальные образования; 8 — древний карст

несколько отличавшимися от нормально-морских (Форш, 1935; Горянский и др., 1958). Обитавшие здесь организмы были приспособлены к существованию на илистом субстрате при затрудненном газообмене и, возможно, при некотором понижении солености (Осипова, Бельская, 1967; Осипова и др., 1972). В наиболее удаленной от древней береговой линии части бассейна преобладали карбонатные осадки — в скв. 7284 над a_1 развиты еще два пласта известняков (a_2 и a_3) общей мощностью свыше 6 м; разрез этот приурочен к понижению палеорельефа ($h = 57$ м).

Восходящие движения на границе алексинского и михайловского времени вызвали отступление моря и оживление эрозии на приморской равнине. Вследствие этого глины алексинского горизонта подверглись размыву. Интересно отметить, что самый глубокий разрыв (как и в алексинское время) был приурочен к наиболее пониженной части древнего рельефа ($h = 69$ м). Поэтому мощность верхнеалексинских отложений в скв. 7285 в три раза меньше, чем в скважине Косунские горы, находящейся на повышении палеорельефа, где, по-видимому, разрыв был значительно слабее.

В следующий момент михайловского времени эрозия ослабела, долины заполнились песками мощностью до 12 м (скв. 7285) и быстро заболачивались. На междолинных участках речные пески были мало мощны или вообще отсутствовали; здесь преобладали озерно-болотные алевритово-глинистые осадки с прослоями угля (скв. 7284) или со слабой углистостью и железистыми стяжениями (скв. 7278). Перед появлением первых карбонатных морских осадков михайловского времени (известняк a_4) рельеф был значительно выравнен; об этом свидетельствует широкое распространение углистых глин и угля, которые подстилают известняк a_4 и помогают узнавать этот слой в разрезах (Форш, 1935; Брунс, 1939; Геккер, 1938). Известняк a_4 развит не повсеместно. Однако его отсутствие не связано непосредственно с близостью к древней береговой линии: в наиболее близком к ней разрезе р. Прикши

известняка a_4 имеется, и наоборот, не представлен в разрезах более удаленных от берега частей бассейна.

Отсутствие известняка a_4 в отдельных разрезах часто объясняют его размывом на повышениях довизейского рельефа (Кофман, Горянский, 1971). Имеются данные, что размыв известняка a_4 связан с образованием долин, заполненных песчаными осадками с косой слоистостью речного типа (р. Шуя — Форш, 1935; р. Мста — Геккер, 1938; Брунс, 1940), что свидетельствует о значительном отступании моря после отложения известняка a_4 . Однако размывы далеко не всегда приурочены к повышениям палеорельефа. На рассматриваемом участке подобным размывом объясняется, по-видимому, отсутствие известняка a_4 в скв. 7283, где нижняя часть михайловского горизонта представлена 5-метровой пачкой светлых песков и алевроитов.

В других разрезах отсутствие карбонатных пород объясняется не размывом, а замещением глинистыми слабокарбонатными осадками морского залива (Хвойнинское поднятие, скв. 7278). В скв. Косунские горы на этом уровне лежат пестрокрашенные глины и глинистые алевроиты, текстурные особенности которых (тонкая слоистость, присутствие мелких ходов роющих животных и т. д.) указывают на тиховодные условия. Эти породы весьма сходны с отложениями передней части дельты, описанными А. С. Корженевской и др. (1962), и мы предполагаем, что здесь они заместили карбонатные осадки (фиг. 3).

Осадки такого типа продолжали накапливаться во время между отложением известняков a_4 и a_5 , когда почти вся рассматриваемая территория была занята глинистыми и известково-глинистыми осадками морского залива, и позже, замещая карбонатные осадки уровня a_5 . Дельтовые выносы наиболее длительно поступали на участки понижений довизейского рельефа, где в начале михайловского века преобладали аллювиальные образования (скв. 7285, см. фиг. 3).

Следующий карбонатный слой (a_5) развит почти повсеместно, что свидетельствует о новом продвижении моря. Наибольшую мощность (5 м) он имеет на пониженном участке, удаленном от древней береговой линии (скв. 7284, $h=57$ м). К северо-востоку, на Хвойнинском поднятии, известковые осадки замещены слабокарбонатными глинистыми (осадки морского залива). Отступление моря после отложения известняка a_5 было кратковременным, и глубокой эрозии не происходило. Но все же поверхность этого слоя часто неровная, а на Косуногорском поднятии известняки местами закарстованы (растворены и каверны заполнены покрывающей глиной).

Следующее наступление моря отмечено появлением мелководных заливов и лагун, в глинисто-карбонатных осадках которых впервые в значительном количестве появился доломит³. В этой тиховодной лагуне, возможно, с несколько повышенной соленостью, резко преобладали немногие виды брахиопод, многочисленны были остракоды и двустворчатые моллюски (Осипова, Бельская, 1970).

При нарастании трансгрессии море далеко продвинулось на север (до Онежского озера) и впервые полностью перекрыло Вологодско-Кашинское поднятие. Чистые известковые осадки этого моря были повсюду населены богатым комплексом фораминифер, брахиоподами, кораллами и водорослями. Это свидетельствует о том, что во второй половине михайловского времени рассматриваемая территория испытывала довольно равномерное опускание. Здесь не обнаружены участки, не перекрытые карбонатными осадками слоя a_6 , но такие повышения установлены в более северной прибрежной зоне бассейна — на Кильозерском валу, который был полностью перекрыт морскими известковыми осад-

³ Присутствие глинистого доломита или доломитового мергеля в основании известняка a_6 — характерный признак этого слоя, наблюдающийся на протяжении более 100 км.

ками только в тарусское время, при отложении толщи b (Кофман, 1965).

Мощность известнякового пласта a_6 сильно колеблется в зависимости от глубины последующего размыва. При сравнении разрезов видно, что размыв, как правило, был наиболее интенсивным на пониженных участках довизейского рельефа (скв. 7284, 7285). На возвышенных участках довизейского рельефа известняк a_6 имеет большую мощность (5,80 м в скв. Косунские горы; 4,50 м в скв. 7283; 3,50 — 4 м на Хвойнинском поднятии) и нередко несет следы древнего карста: породы кавернозны, верхняя часть слоя иногда сильно растворена и насыщена глиной (скв. Косунские горы). Очевидно, в конце михайловского времени, когда море на всей территории Московской синеклизы сильно обмелело (Осипова, Бельская, 1967), в ее северо-западной части на возвышениях довизейского рельефа развивались карстовые процессы. Однако разрушение карбонатных пород здесь происходило обычно медленнее, чем на пониженных участках, где активно действовала эрозия.

Осадконакопление веневского времени началось с заполнения долин. На размытой поверхности известняков a_6 (а иногда и на более древних породах) лежат светлые пески и алевроиты; мощность их в зависимости от глубины размыва михайловских известняков меняется от 1—2 до 5—6 м. На междолинные участки, в основном приуроченные к повышениям довизейского рельефа, эти осадки не распространялись (фиг. 3), и там продолжались карстовые процессы.

Последовавшее опускание не было значительным: мелководные карбонатные морские осадки (известняк a_7) не перекрыли повышенных участков рельефа, а отлагались только в пределах послемихайловских долин, причем лишь в тех, которые были приурочены к участкам с более глубоким залеганием довизейского ложа ($h > 50$ м). Напомним, что в разрезе р. Мсты, где впервые установлен известняк a_7 (Геккер, 1938), распространение его также ограничено эрозионными долинами, врезанными в верхнемихайловские известняки. Существует предположение, что небольшие локальные линзы известняка a_7 не имеют самостоятельного стратиграфического значения (Кофман, Горянский, 1971). Однако наши наблюдения показывают, что карбонатные осадки этого уровня встречаются на довольно большой площади, во всех разрезах занимают определенное положение (см. фиг. 2, 3) и распространение их вполне закономерно. Поэтому мы считаем, что отложение известняка a_7 отвечает определенной стадии развития веневского моря — первому его продвижению в северо-западную часть бассейна. Вследствие возросшего поступления терригенного материала с суши мелководные известковые осадки вскоре сменились глинистыми и алевроитовыми отложениями залива, которые распространялись уже почти на всю рассматриваемую территорию. Не перекрытым остался небольшой повышенный участок (скв. Косунские горы). Эти осадки, пестроцветные и сероцветные, почти всегда карбонатные, иногда тонкослоистые, с остатками морской фауны (двустворчатые моллюски, остракоды, брахиоподы, мшанки и др.).

К середине веневского времени при значительном выравнивании на всей рассматриваемой территории началось накопление детритово-фораминиферовых известковых осадков (a_8). Сравнение разрезов, находящихся на разном удалении от древней береговой линии, показывает, что развитие и мощность веневских известняков не стоят в прямой зависимости от близости к главной суше на западе, в области Балтийского щита. Так, в крайнем западном из рассматриваемых разрезов, р. Прикши (IV), мощность известняка a_8 достигает 3 м. В следующих к востоку разрезах известняк a_8 маломощный (не более 1 м) или отсутствует. В крайней восточной скважине (скв. 7284, IX), где веневские отложения по строению и мощности сходны с разрезом р. Прикши, мощность известняка a_8 достигает 5 м. Однако такую мощность нельзя

считать свойственной всей восточной части рассматриваемого района, поскольку в скв. 7280, находящейся на том же меридиане, но в других структурных условиях ($h=38$ м, Хвойнинский возвышенный участок), мощность веневских отложений сокращается до 2 м, а от известняка a_8 остается лишь сильно размытый маломощный (0,10 м) слой. К северу, при некотором понижении палеорельефа (скв. 7278, X, $h=44$ м), мощность веневских известняков снова увеличивается.

Зависимость мощности веневских карбонатных отложений от структурного положения разрезов выявляется также при анализе данных С. Г. Вишнякова (1940) по скважинам, пробуренным на 100 км севернее профиля Прикша—Погорелое—Устрека (см. фиг. 1, II—II). Здесь в скв. 13^к (ручей Любухов), расположенной в понижении довизейского рельефа ($h=82$ м), мощность известняка a_8 превышает 5 м (глубина 95,20—100,30 м), тогда как в скв. 15, находящейся значительно восточнее, но на сильно поднятом участке ($h=28$ м), мощность этого слоя 2 м.

Поднятие, последовавшее за отложением карбонатных осадков, привело к осушению и значительному перерыву в осадконакоплении. Вышедшие из-под уровня моря известняки зарастали лепидофитами, закарстовывались и размывались. Вследствие размыва в ряде разрезов от известняка a_8 остался лишь маломощный (0,10—0,20 м) слой сильнокавернозной карбонатной породы. Однако при размыве, в отличие от михайловского времени, по-видимому, не происходило образования эрозийных долин. Об этом свидетельствует небольшая и довольно равномерная мощность залегающих выше терригенных отложений низов та-русского горизонта (не более 2,5 м).

Фациальные соотношения и изменения мощностей окских отложений в рассматриваемом районе показаны на схематических профилях, составленных для алексинских, михайловских и веневских отложений⁴ (фиг. 3, А—В). Часть фациальных изменений была связана с близостью или удаленностью от древней береговой линии, другие обусловлены влиянием палеорельефа ложа. Так, снос с суши в области Балтийского щита определил преобладание алевритово-глинистого материала в верхнеалексинских отложениях на западе, тогда как в крайнем восточном из рассматриваемых разрезов (скв. 7284) одновозрастные слои представлены известняками⁵. В отложениях михайловского горизонта близость к источникам сноса обусловила преобладание аллювиальных и дельтовых песчано-алевритовых осадков в более западных понижениях палеорельефа (скв. 7285); восточнее в сходных по структурному положению разрезах возрастала роль карбонатных осадков.

Более резкие и мозаичные фациальные изменения и колебания мощностей закономерно связаны с повышениями и понижениями довизейского рельефа. Прежде всего обращает на себя внимание, что аллювиальные отложения приурочены в основном к наиболее пониженным участкам довизейского ложа (Шереховичская впадина, скв. 7285 и др.). Здесь накапливались мощные пески и алевриты, тогда как на поднятиях палеорельефа одновозрастные отложения представлены озерно-болотными образованиями небольшой мощности (нижняя часть алексинского и низы михайловского горизонта, см. фиг. 3).

Во время отложения карбонатных осадков влияние палеорельефа ослабевало. Тем не менее на примере известняка a_7 (см. выше) видно, что в начальные стадии веневской трансгрессии морские карбонатные

⁴ При построении профилей за условный горизонтальный уровень принято основание известняка a_1 для алексинского, a_6 — для михайловского и a_8 — для веневского горизонтов, отвечающие моментам повсеместного (или почти повсеместного) распространения карбонатных осадков.

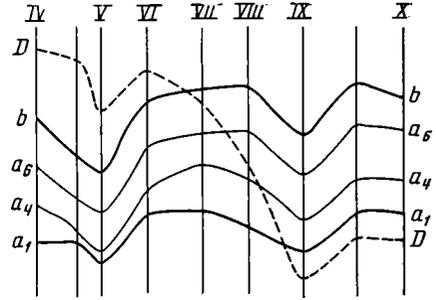
⁵ Восточнее, за пределами рассматриваемого профиля, известняки снова замещаются терригенными породами, что связано с приближением к Вологодско-Кашинскому поднятию (Осипова и др., 1972).

осадки раньше всего появились на участках с более глубоким залеганием довизейского ложа. При большем опускании (время отложения известняковых слоев a_1 , a_6 , отчасти a_6) вся рассматриваемая территория была покрыта карбонатными осадками.

Наиболее резко изменения, связанные с палеорельефом, проявляются в отложениях, которые образовались при преобладании восходящих движений. При периодических осушениях процессы, происходившие на пониженных и повышенных участках, существенно различались. К понижениям, как правило, были приурочены долины, в которых шел интенсивный размыв, тогда как на поднятиях преобладало карстообразование, а иногда формировалась кора выветривания. Вследствие этого мощность известняков в разрезах наиболее пониженных участков палеорельефа ($h > 60$ м) обычно резко сокращена при относительно большой мощности всего окского надгоризонта (более 45 м, скв. 7285). Наоборот, в разрезах более повышенных участков ($h < 45$ м) вследствие меньшей интенсивности размыва известняки имеют большую мощность, хотя эти разрезы могут быть сингенетически сокращенными (в основном за счет неотложения осадков веневского возраста — см. скв. Косунские горы, 7283): общая мощность окских отложений здесь иногда менее 30 м. Наиболее представительными по полноте морских отложений, прежде всего известняков, для Боровичско-Любытинского района являются разрезы со средними значениями h (50—57 м), приуроченные к склонам впадин или пониженным участкам между поднятиями (река Прикша, скв. 7284).

Рассмотренная выше история развития северо-западной части бассейна в окское время показывает, что направленность движений отдельных элементов палеорельефа длительно сохранялась. Так, судя по мощности алексинских и михайловских (ниже известняка a_6) отложений, прогибание в Шереховичской впадине было вдвое большим, чем на Косунгорском поднятии (более 40 м в скв. 7285 против 20—21 м в скв. 1395 и 7283, см. фиг. 2). В результате унаследованных прогибаний погребенный довизейский рельеф⁶ к концу веневского времени был более резко выражен, чем во время отложения алексинского известняка a_1 (фиг. 4). Это свидетельствует об унаследованном проявлении в окское время тех движений, которые в тульское время определяли рельеф и распределение осадков, в том числе важных полезных ископаемых. Мозаичность и контрастность движений отдельных блоков фундамента возрастали при преобладании восходящих движений и почти не проявлялись при общем погружении, когда на всей (или почти на всей) рассматриваемой территории были распространены карбонатные осадки.

Сравнение северо-западных разрезов окского надгоризонта с разрезами южной части Московской синеклизы (см. фиг. 2) показывает, что на северо-запад распространялись карбонатные отложения всех рассматриваемых горизонтов. Это свидетельствует о том, что наиболее



Фиг. 4. Рельеф ложа визейских отложений в алексинское — тарусское время (по отсчетам от слоев-реперов) время: a_1 — алексинское; a_6 — михайловское; b — тарусское; $D-D$ — по абсолютным высотам поверхности дельта; остальные усл. обозн. см. фиг. 2

⁶ Абсолютные отметки поверхности довизейского фундамента дают искаженное представление о палеорельефе: так, для Шереховичской впадины (V) абсолютные отметки подошвы визе выше, чем для Хвойнинского поднятия (X), фиг. 4, кривая $D-D$.

крупные опускания охватывали как южное, так и северо-западное крыло синеклизы. Но если в южной части бассейна периодические обмеления вызывали небольшие осушения, образование отмелей с лагунами с отложением стигмариновых известняков и приводили к появлению на отмелях зарослей наземных растений, к небольшим размывам и относительно кратковременному карстообразованию, то на северо-западе при восходящих движениях резко возрастало поступление терригенного материала, возникала эрозионная сеть, а карстообразование шло значительно интенсивнее. Для михайловского времени это отличие было отмечено М. С. Швецовым (1938), но только работы последних лет дали возможность выявить различия в процессах, протекавших на разных элементах древнего рельефа.

В михайловское время движения на северо-западе и на юге синеклизы были однонаправленными, хотя на северо-западе пульсации на фоне общей трансгрессии проявлялись более резко. В веневское время условия осадкообразования на севере отличались от развитых на юге не только обилием терригенного материала, но и общим обмелением по сравнению с михайловским временем и усложнением рельефа, что привело к образованию острова в районе Косуногорского возвышенного участка, где шло накопление маломощных элювиальных осадков. В южной же части бассейна в веневское время преобладали однородные детрито-фораминиферовые карбонатные осадки, и по сравнению с михайловским временем произошло некоторое углубление (обширные отмели возникали лишь дважды, а в михайловское время — 5—7 раз).

Обмеление конца веневского времени на юге привело к возникновению удаленных от берега отмелей и местами к карстообразованию, на северо-западе же Московской синеклизы процессы карстообразования и размыва шли в это время очень интенсивно. Это, по-видимому, было связано с усилением в конце вize восходящих движений в области Балтийского щита, причем увеличилась контрастность движений отдельных блоков фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

- Бирин Л. М.* К петрографической характеристике алексинской, михайловской и веневских толщ окской свиты южного крыла Подмосковного бассейна и некоторые данные по западному крылу.— В кн.: Петрография углей и известняков Подмосковного бассейна. Тр. ВИМС, 1938, вып. 119.
- Брунс Е. П.* К литологии песчано-глинистой толщи $C_1^{h_n}$ Боровичского района.— Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, 1935, № 2—3 (7—8).
- Брунс Е. П.* Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи $C_1^{h_n}$ Ленинградской области.— В кн.: Нижнекаменноугольные отложения северо-западного крыла Подмосковного бассейна. Сб. Ленингр. геол. упр., № 3. Л.— М., ГОНТИ, 1939.
- Брунс Е. П.* Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района.— В кн.: Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Тр. ВИМС, 1940, вып. 163.
- Виколова М. Ф., Шустерова М. С.* Вещественный состав и морфология залежей огнеупорных глин Боровичско-Любытинского района.— В кн.: Литологический сб., вып. I. Л.— М., Гостгеоллиздат, 1940.
- Виколова М. Ф.* Влияние условий образования глин нижнего карбона западной части Подмосковного бассейна на изменение их состава.— В кн.: Дельтовые и мелководноморские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вишняков С. Г.* Геологические результаты по глубокому бурению в Тихвинском бокситоносном районе.— Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, 1934, № 4—5.
- Вишняков С. Г.* Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района, ч. 1.— Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 21. Л., Гостгеоллиздат, 1940.
- Геккер Р. Ф.* Разрез «толщи переслаивания (а)» окской свиты нижнего карбона на р. Мсте.— Материалы по региональной и прикладной геологии Ленинградской области и Карельской АССР. Сб. 2. ГОНТИ, Л.— М., 1938.
- Горянский В. Ю., Егоров Г. И., Зеккель Я. Д.* Палеогеография и стратиграфия нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковной котловины.— Сов. геология, 1958, № 6.
- Корженевская А. С.* Угленосность Осташковского и Селижаровского районов Калининской области. М., Гостоптехиздат, 1941.

- Корженевская А. С., Шульга В. Ф., Виноградов Б. Г. и др.* Литологическая характеристика визейской угленосной толщи.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Котлуков В. А.* Геология угольных месторождений западного крыла Подмосковского бассейна.— Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. т. 1. М., ГОНТИ, 1939.
- Котлуков В. А.* Значение и методы построения реконструкций палеорельефа суши и платформенных областей.— В кн.: Методы палеогеографических исследований. Сб. 1. М., «Недра», 1964.
- Кофман В. С.* Об особенностях докаменноугольной поверхности девона в северной части Тихвинского бокситоносного района.— Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР, № 3. Л. Гостоптехиздат, 1962.
- Кофман В. С.* Палеогеоморфологические особенности поверхности девонских отложений в пределах северо-западной окраины Подмосковского бассейна.— Докл. по геоморфологии и палеогеографии северо-запада Европейской части СССР, вып. 2, ч. 1. Геогр. о-во СССР. Л., 1965.
- Кофман В. С.* Карта палеогеографических условий накопления бокситов, огнеупорных глин и углей северо-западной окраины Подмосковского бассейна в раннекаменноугольную эпоху (тульское время).— Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. II. М., ВАГТ, 1969.
- Кофман В. С.* Бокситы, огнеупорные глины и угли северо-западной окраины Подмосковского бассейна.— В кн.: Палеогеография СССР, т. 2. М., «Недра», 1975.
- Кофман В. С., Горянский В. Ю.* Каменноугольная система.— В кн.: Геология СССР, т. 1. М., «Недра», 1971.
- Малаякин С. Ф.* Проблема песчано-глинистой толщи C_1^h нижнего карбона Ленинградской области и связанных с ней полезных ископаемых.— Изв. Ленингр. геол.-гидрогеод. треста, 1934, № 1.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н.* О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 5.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н.* О вневском горизонте южного крыла Подмосковского бассейна.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1965, № 11.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н.* Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-наюрских отложений Московской синеклизы.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н.* Литолого-палеоэкологические карты Московской синеклизы в визейском и наюрском веках.— Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. II, л. 48—53. М., ВАГТ, 1969.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н.* Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы).— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н., Фомина Е. В.* Новые данные о палеогеографии и фациях визе-наюрского бассейна Московской синеклизы.— В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., «Наука», 1972.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н.* Верхневизейский подъярус.— В кн.: Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Подмосковского бассейна. VIII Междунар. конгр. по геол. и стратигр. карбона. М., «Наука», 1975.
- Саломон А. П.* Размещение фаций и полезных ископаемых в связи с палеотектоникой.— Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР, вып. 5. Л., «Недра», 1966.
- Соколов Б. С.* Материалы к стратиграфии и палеогеографии тихвинского карбона.— Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та. Сер. геол. наук, № 268, вып. 10, 1959.
- Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Под редакцией П. М. Татарина. Л., «Недра», 1973.
- Фомина Е. В.* Каменноугольная система. Верхневизейский подъярус.— В кн.: Геология СССР, т. IV. М., «Недра», 1971.
- Форш Н. Н.* Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы C_1 .— Изв. Ленингр. геол.-гидрогеод. треста, 1935, № 2,—3 (7—8).
- Швецов М. С.* История Московского каменноугольного бассейна в динамскую эпоху.— Тр. Моск. геологоразвед. ин-та, т. XII. М., ГОНТИ, 1938.

УДК 551.735 : 552.5 : 55 (091)

**К ИССЛЕДОВАНИЮ КАРБОНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ —
ОСНОВЫ МОДЕЛИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ
В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ МОРЕ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ**

А. И. ОСИПОВА, Т. Н. БЕЛЬСКАЯ

Основой для модели осадкообразования в эпиконтинентальном море гумидной зоны могут служить материалы по карбонатным визейским отложениям Русской платформы, детальное изучение которых было начато М. С. Швецовым. В этих отложениях представлен широкий спектр обстановок — от краевых лагун до открытого моря. На предлагаемой модели показано распределение обстановок, основных компонентов осадков, охарактеризована гидродинамика и основные сообщества донных организмов.

1. О РАБОТАХ М. С. ШВЕЦОВА

Изучение каменноугольных отложений М. С. Швецов начал в 1919 г. в связи с проведением десятиверстной геологической съемки. Прежде всего ему пришлось заняться уточнением стратиграфической схемы А. О. Струве, которая существовала с 1886 г. Одно из крупных подразделений этой схемы (нижний горизонт — стигмариевые слои) было установлено на основании присутствия стигмарий. Но в 1911 г. К. И. Лисицын обнаружил, что стигмарии (остатки корневой системы лепидофитов) встречаются и значительно выше, и таким образом поставил под сомнение схему А. О. Струве. М. С. Швецов подтвердил данные К. И. Лисицына, выявил многие другие недостатки схемы А. О. Струве и уже в 1922 г. выделил ряд новых стратиграфических подразделений, которые в дальнейшем вошли как горизонты в современную унифицированную схему всей Русской платформы.

Методическое значение стратиграфических исследований М. С. Швецова высоко оценено и рассмотрено в нескольких публикациях (Меннер, 1962; Тихомиров, 1965, и др.). Здесь мы отметим только, что уже в начале исследований М. С. Швецов обратил внимание на следы геологических событий, свидетельствующие о цикличности осадконакопления, и использовал их в совокупности с палеонтологическими и литологическими данными при установлении и обосновании всех стратиграфических горизонтов. Так, проследивая распространение стигмарий в разрезе нижнего карбона, М. С. Швецов обнаружил удивительное изобилие аутохтонных стигмарий, ризоиды которых глубоко проникали в известняки. Эти остатки корневой системы древовидных растений М. С. Швецов (1922) правильно оценил как показатели крайнего мелководья моря или лагуны, а их периодическое появление и исчезновение — как отражение частых колебаний уровня бассейна. Тогда же М. С. Швецов наблюдал размыты известняков и резкие извилистые границы черного известняка, не содержащего макрофауны, с нижележащим белым известняком, переполненным раковинами, и высказал предположение, что белые известняки подвергались растворению. Однако происхождение

многих еще более необычных текстур и типов известняков оставалось неразгаданным, и эти вновь возникшие генетические вопросы все сильнее увлекали М. С. Швецова. Если в первые годы исследований карбона М. С. Швецов пришел к заключению, что для расчленения нижнекаменноугольных отложений необходимо изучать брахиоподы и описал некоторые продукты и спирифериды (Швецов, 1922, 1925), то в последующие годы он передал изучение брахиопод своей ученице Т. Г. Сарычевой и перешел к углубленному исследованию пород.

Еще при проведении съемочных работ М. С. Швецов уделял громадное внимание изучению пород, слоев и их взаимоотношений непосредственно в поле. Это, как отмечает В. С. Яблоков (1967), позволило М. С. Швецову выяснить и описать массу интереснейших деталей строения, указывающих на условия образования известняков. Новое направление исследований нашло отражение в книге, обобщающей результаты работы М. С. Швецова по геологической съемке¹.

Уже в 1932 г. М. С. Швецов выявил в визейском море поразительное однообразие уровня дна, находящее «свое выражение в почти невероятном распространении на обширных площадях одинаковых, исключительно мелководных пластов» (Швецов, 1932, стр. 94). Речь здесь идет все о тех же тонкозернистых известняках, пронизанных ризоидами стигмариий, генезис которых оставался еще не раскрытым: крайняя мелководность уже установлена и напрашивается вывод об отложении их на побережье (там же, стр. 98). Однако исключительная чистота этих карбонатных осадков, лишенных даже глинистой примеси, плохо согласуется с отложением близ берега.

Это противоречие не было устранено и при исследованиях, проведенных совместно с Л. М. Бириной, которая продолжала детальное описание разрезов и начато М. С. Швецовым (1932) изучение пород в шлифовках и шлифах. Следует отметить, что изучение карбонатных пород в шлифовках, которым и сейчас широко пользуются исследователи во всем мире (Wilson, 1975), в нашей стране было введено М. С. Швецовым в 20-х годах². Он активно внедрял этот метод и считал, что «в 30-х годах благодаря применению шлифовок и палеоэкологическим наблюдениям (Р. Ф. Геккер) были вскрыты такие детали... минеральной и биологической жизни палеозойских морских бассейнов Русской платформы, которые можно сравнить с наблюдениями, сделанными на современном дне» (Швецов, 1958, стр. 140).

Работа М. С. Швецова и Л. М. Бириной (1935) является образцом такого исследования. В ней даны разносторонние реконструкции условий образования различных типов известняков, сравнение их со сходными породами карбона Англии и Бельгии³, сделан вывод о хемогенной природе микрозернистых известняков со стигмариями, но из-за недостатка данных о фациальных переходах генезис этих интереснейших образований не мог быть еще раскрыт. Только после дополнительных полевых исследований, когда Л. М. Бириня (1938) установила замещение на западе некоторых стигмариновых слоев песчано-глинистыми породами, выяснилось, что микрозернистые известковые илы отлагались вдали от суши, на отмелях, куда не поступал терригенный материал. При понижении уровня воды отмели превращались в низкие острова с растительностью мангрового типа и лагунами, где и накапливались микро-

¹ Автор считал ее незаконченной (Швецов, 1932), но и через 35 лет после опубликования она продолжала оставаться основной по стратиграфии и геологии нижнего карбона Подмосковского бассейна (Яблоков, 1967).

² Позже М. С. Швецов писал, что шлифовка отличается «от необработанных кусков породы, как вид из открытого окна от вида сквозь густую штору» (Швецов, 1958, стр. 139).

³ С. В. Максимова (1971) недавно установила, что сходство типов известняков английского и подмосковного карбона не столь велико, как полагал М. С. Швецов.

зернистые известковые илы, не содержавшие даже малейшей примеси доломита. Их образованию могла способствовать пышная растительность, поглощавшая углекислоту в поверхностных слоях воды (Швецов и Бирина, 1935). На обилие растений указывает множество стигмарий; за счет других частей растений иногда образовывались тонкие прослой угля. Лагуны часто осыхали, что сопровождалось растрескиванием, а иногда и растворением микрочернистого известкового осадка. М. С. Швецов (1938), используя данные Филда (Field, 1931) и других исследователей, сравнил условия образования изученных им осадков на отмелях, удаленных от суши, с обстановкой, существующей в современных тропических морях, на известковых побережьях Флориды и Багамских островов.

Может возникнуть вопрос — нужно ли было прилагать так много труда для восстановления условий образования этих известняков? Ответ будет только утвердительным; результаты такого изучения, как правило, могут быть использованы для выяснения самых разных вопросов. Например, М. С. Швецов (1960) обратился к этим своеобразным породам при обсуждении процессов экзодиагенеза и использовал ранее описанные детали строения породы для доказательства раннего затвердевания осадка.

Эти породы представляют интерес и при рассмотрении проблемы эволюции карбонатообразования, поставленной Н. М. Страховым (1949, 1951), поскольку они начали образовываться в определенный этап развития растительного мира, когда широкое распространение получили заросли мангрового типа. С этим же временем, как отметил Г. И. Бушинский (1956), было связано также появление огнеупорных глин.

Приведенные данные показывают высокую требовательность М. С. Швецова к обоснованию своих выводов. Не менее требовательным он был и к работам других исследователей. В этом отношении очень показательна статья, в которой М. С. Швецов разбирает ошибки многих геологов (З. А. Богдановой, Н. А. Преображенского, М. А. Болховитиновой, Л. В. Пустовалова и др.), но предваряет это следующим замечанием: «Подвергая в дальнейшем критике иные выводы своих соотечественников по карбону, я, конечно, отнюдь не хочу умалять всего значения этих работ в деле накопления наших знаний, прекрасно понимая, что зачастую сами ошибки являются движущей силой и законными предпосылками для позднейших правильных выводов» (Швецов, 1934, стр. 4).

В последующие годы в связи с быстрым ростом разнообразных геологических исследований и бурением первых глубоких скважин был накоплен большой новый материал. М. С. Швецов получил возможность обобщить все имеющиеся в то время данные по карбону Русской платформы; основные выводы были изложены в докладе на XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшегося в СССР в 1937 г. (Швецов, 1939).

Монография «История Московского каменноугольного бассейна» (Швецов, 1938) послужила основой для всех последующих работ на Русской платформе и рассмотрена во многих публикациях (Соколов, 1941; Раузер-Черноусова, 1948; Сарычева, 1949; Страхов, 1951, 1960, 1971; Бирина, 1953; Тихомиров, 1965; Яблоков, 1967, 1973, и др.). В этом исследовании была очень полно раскрыта связь осадконакопления с эпейрогеническими движениями разного типа. Наибольшее внимание М. С. Швецов уделил сравнению двух хорошо изученных регионов Русской платформы — северо-западной ее части, где в это время работала большая группа геологов из Ленинграда, и южной части. Несмотря на трудности детального сопоставления столь удаленных площадей, М. С. Швецов дал стратиграфическую схему для всей территории и отразил основные тенденции фациальных изменений на двух профилях протяженностью около 1400 км.

М. С. Швецовым были также составлены палеогеографические карты для девяти горизонтов; в совокупности они дали яркое представление о сложной истории развития Русской платформы за длительное геологическое время — от турне до начала московской эпохи. Наиболее дифференцированно осадки были показаны на картах алексинского и михайловского времени, составленных к Международному геологическому конгрессу (Швецов, 1939). На них выделены: 1) полоса песчано-глинистых континентальных и морских осадков, окаймлявших сушу в области Балтийского шита; 2) зона преимущественно морских карбонатных и песчано-глинистых осадков; 3) отмели, удаленные от берега, с карбонатными осадками; 4) наиболее открытая восточная часть моря с чистыми карбонатными осадками. Таким образом, на этих картах впервые для эпиконтинентального Русского моря был реконструирован характерный элемент рельефа — отмели, удаленные от берега, осыхавшие при периодических обмелениях. Это изменило прежнее представление о ровном, постепенно углублявшемся дне платформенного бассейна.

Несмотря на существование отмелей, обмен вод был свободным, о чем свидетельствует преобладание чисто известковых осадков с разнообразной фауной, сходной с западноевропейской. Осадки этих теплых мелководных морей отлагались в основном при умеренной подвижности воды: обычно они лишь слегка взмучивались волнами, но иногда происходили частые и очень сильные волнения, разрушавшие слабозатвердевшие осадки. Следы таких волнений остались в виде брекчированных «пятнистых» известняков. По распространению полос терригенных осадков, тянувшихся с севера на юг и юго-запад, были намечены контуры береговых течений.

В 1940 г. М. С. Швецов принял участие в совместной работе с сотрудниками Палеонтологического института АН СССР, организованной акад. А. А. Борисяком для изучения развития фауны в связи с изменениями среды обитания в раннекаменноугольном море. Но это исследование было прервано войной, и результаты его освещены только в одном реферате (Швецов, 1940).

Бурение глубоких скважин, возобновленное после войны, дало сравнительно мало материала для детального изучения палеогеографии и фаций визейских морей (Бирина, 1953; Швецов, 1954). Это было следствием недостаточного отбора зерна, а также и сильной доломитизации пород. Поэтому М. С. Швецов (1954) при обобщении материалов глубокого бурения рассмотрел совместно карбонатные отложения визе и раннего намюра и высказал интересные соображения о причинах интенсивной доломитизации. Развивая основные положения Н. М. Страхова (1945) о климатической зональности в палеозое, М. С. Швецов привел новые данные, свидетельствующие об усилении аридности климата в среднекаменноугольную эпоху.

Выводы об условиях осадконакопления в визейском море (Швецов, 1938, 1954) были приняты без существенных изменений литологами, продолжавшими изучение фаций в связи с особенностями развития тектонических структур (Каменноугольные отложения..., 1958; Елина и др., 1970). В течение почти 30 лет после карт М. С. Швецова (1938) карты фаций и мощностей давались для значительно более длительных интервалов геологического времени, например суммарно для пяти горизонтов (алексинский — стешевский). Только в 1966 г. в результате комплексных литологических исследований в Палеонтологическом институте Академии наук СССР под руководством Р. Ф. Геккера были составлены литолого-палеоэкологические карты для семи горизонтов (тульский — протвинский) (Осипова, Бельская, 1967; Атлас..., 1969; Осипова и др., 1972, 1975). Большой материал, впервые обобщенный на картах, значительно дополняет, а часто и изменяет сложившиеся представления

о фациях и палеогеографии раннекаменноугольных морей. Вместе с тем проведенные исследования подтвердили правильность главных положений, установленных М. С. Швецовым и его учениками в 20-е и 30-е годы.

2. О МОДЕЛЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ

В последние годы внимание многих исследователей обращено на создание моделей осадконакопления. Для эпиконтинентальных морей с преобладанием карбонатных осадков в США одной из первых была модель Эди (Edie, 1958). В основу ее положено детальное изучение фациальных соотношений пород каменноугольного возраста (миссисипий) на одном из нефтяных полей Канады. Эта модель представлена в виде схематического профиля, на котором показаны обстановки, сменяющие друг друга по мере удаления от береговой линии: 1) лагуна (ангидриты, доломиты, известняки с остракодами); 2) банка (или отмель — хемогенные и биохемогенные известняки с водорослевыми пизолитами и корками и редкими гастроподами); 3) край банки и шельф (известняки оолитовые и детритовые с фораминиферами, брахиоподами, мшанками, криноидеями, с редкими кораллами и остракодами); 4) бассейн (более глубоководная зона; темные глинистые и кремнистые известняки со спикулами губок и члениками криноидей). Автор подчеркнул, что из-за возникновения огромной банки (на литофациальной карте ширина ее более 50 км) циркуляция вод была ограничена; это (в сочетании с высоким испарением в семиаридном климате) привело к возрастанию солености в лагуне и осаждению там эвапоритов (ангидрит и доломит). Соленость была несколько повышена также в зоне отмели, на что указывает крайняя бедность фауны (только остракоды).

Сходные соотношения фаций (также с отмелью, отделяющей лагуну) установлены в нижнекаменноугольных отложениях провинции Альберта, но здесь ангидрит и доломит краевой фации рассматриваются как отложения себкхи (Macqueen а. Vamber, 1968).

Отложения того же возраста послужили основой для разработки моделей двух других авторов — Шоу (Shaw, 1964) и Ирвина (Irwin, 1965). В отличие от Эди, который связывает возрастание солености с усложнением рельефа дна бассейна и аридностью климата, Шоу и Ирвин считают главным фактором, контролировавшим соленость и гидродинамику, малый уклон дна (от 2 до 10 см на 1 км)⁴ древних эпиконтинентальных морей. Этим они резко отличались от современных морей с уклоном дна 0,35—1,9 м на 1 км.

При малых глубинах (часто не превышающих 30 м) и огромных размерах эпиконтинентальных морей, имевших столь малый уклон дна, циркуляция вод должна была быть ограниченной. В такие моря не могли проникать океанические течения, так как из-за мелководности должна была рассеиваться энергия водных масс. По этой же причине приливы не могли проникать в самые прибрежные части морей и там, за пределами приливного обмена, неизбежно должна была сильно повышаться соленость вод.

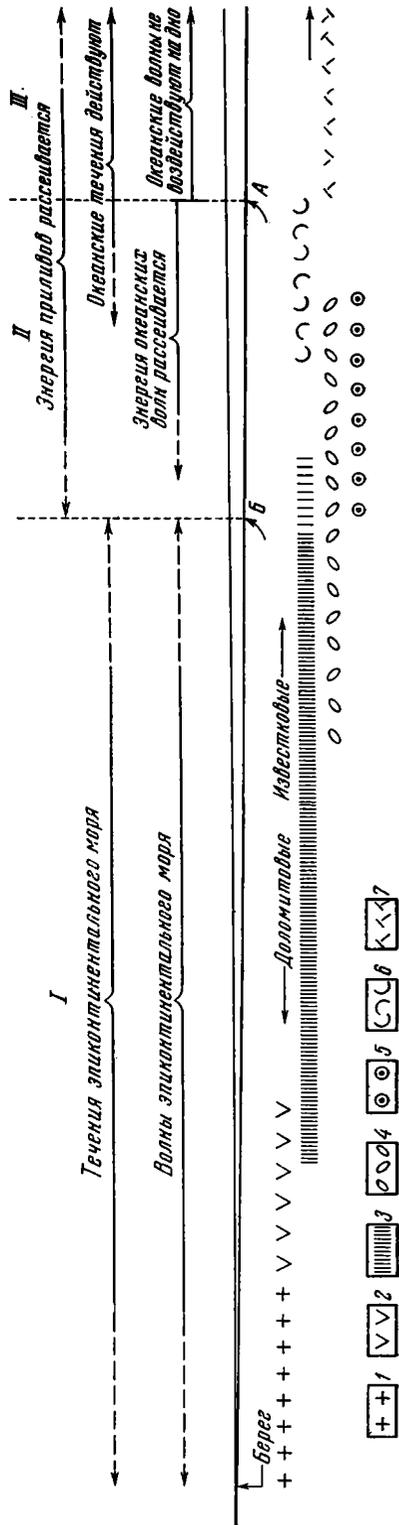
Модель А. Шоу представлена в виде двух графиков. На одном из них показано теоретическое распределение водной энергии и циркуляции в широком мелком эпиконтинентальном море с малым уклоном дна, а на другом — осадки, образовавшиеся в «чисто аутохтонных условиях», т. е. за счет хемогенного и биогенного осаждения из морской воды (Shaw, 1964, стр. 43). На фиг. 1 нами оба графика совмещены, и дана общая схема зависимости размещения осадков от водной энергии и циркуляции, которую характеризует Шоу. Им выделены три главных

⁴ По данным других авторов, уклон древних морей 0,20—0,30 м на 1 км (Wilson, 1975).

пояса: а) удаленный от берега, где дно моря лежит ниже зоны действия волн и течений (фиг. 1, III); б) пояс, где волны и течения достигают дна (фиг. 1, II), и в) прибрежный пояс, где деятельность волн и течений была очень слабой и усиливалась только при штормах (фиг. 1, I). Наиболее сильно энергия водной среды должна была проявляться в среднем поясе, между границами проникновения приливов, наиболее крупных океанических волн и самых малых из них (фиг. 1, А, Б). Эта зона активного волнового действия была превосходным местообитанием для морских животных, особенно для прикрепленного бентоса, непрерывно получавшего здесь пищу. Вследствие этого в среднем поясе создавались органогенные постройки (банки и рифы), накаплились разнообразные органогенно-обломочные известковые осадки, в том числе и наиболее грубые), а также оолиты. Мелкий раковинный детрит, вынесенный из зоны активного волнения, слагал осадки, удаленные от берега (фиг. 1, III), и примешивался к более глубоководным глинистым илам.

Структуры и текстуры осадков второго пояса резко отличаются от тонкослоистых осадков, отлагавшихся в первом поясе с ослабленной гидродинамикой: известковых и доломитовых илов, ангидритов и солей. Здесь часто сохранялись ненарушенными скопления пеллет и существовала редкая мелко-ростлая фауна.

Такая последовательность фацй отражает развитие аутохтонной системы, и она должна иметь место даже при вносе аллохтонного материала, когда отлагаются преимущественно кла-



Фиг. 1. Модель аутохтонной седиментации в эпиконтинентальном море по А. Б. Шоу (Shaw, 1964)

А — базис действия наиболее глубоких волн; Б — граница обмена приливных вод, действия океанских волн и течений; 1 — галит и сульфаты магния; 2 — гипс и ангидрит; 3 — тонкозернистые («суб-литографские») карбонатные осадки (известковые и доломитовые);

4 — копрогенные пеллеты и сферолиты, образовавшиеся в спокойной воде; 5 — пеллеты «с оболочкой» и оолиты, образовавшиеся в подвижной воде; 6 — органогенно-обломочные известняки; 7 — известковый детрит; остальные условные обозначения см. в тексте статьи

стические осадки, в которых аутохтонный компонент редуцирован и представлен только цементом соответствующего состава.

Опреснение речными водами, по мнению Шоу, не могло оказывать сильного воздействия, так как при трансгрессии и затоплении континентов оно должно было уменьшаться, а устойчивые сильные дожди могли только подавить развитие наиболее соленых фаз, но не полностью нарушить последовательный ряд аутигенных осадков. Аутохтонная система не развивалась только при достаточно крутом уклоне дна, когда циркуляция охватывала весь бассейн, но это было не характерно для эпиконтинентальных морей.

Шоу подчеркивает, что широкое распространение эвапоритов не является доказательством существования какого-либо барьера, так как для отложения эвапоритов достаточно того, чтобы море простиралось за пределы действия приливного обмена вод. В связи с этим следует отметить, что А. Шоу, рассматривая модель аутохтонной седиментации, не привел для ее обоснования какой-либо фактический материал и упомянул только, что этой модели наиболее соответствуют раннемиссисипские отложения (серия Мадисон) центральной части Скалистых гор. Здесь органогенно-обломочные и биогенные известняки «постепенно переходят вверх (а следовательно, и латерально) в доломиты, ангидриты и, наконец, в каменную соль» (Shaw, 1964, стр. 44).

Из приведенных выше данных видно, что выводы Шоу основаны на умозаключениях, а не на выяснении фактических соотношений разных типов пород, ранее выполненном Эди (Edie, 1958), который установил, что между лагуной с эвапоритами и открытым морем находилась отмель.

Вскоре после опубликования модели Шоу появилась работа Лапорта (Laporte, 1969), в которой фации, выделенные ранее этим автором в нижнедевонских отложениях штата Нью-Йорк, сравнивались с последовательностью осадков, предсказанных моделью Шоу. Лапорт отмечает, что наблюдавшиеся им соотношения фаций хорошо согласуются с дедуктивной моделью Шоу, что свидетельствует как о ценности модели, так и о том, что нижнедевонские отложения штата Нью-Йорк могут быть примером такой модели (Laporte, 1969). Это подтверждает и Андерсон (Anderson, 1971), но он указывает, что прибрежная часть бассейна, осадки которой не включают ангидрита и соли, а представлены тонкослоистыми доломитами с трещинами усыхания, была отделена от открытого шельфа барьером, выраженным в рельефе.

Большой интерес представляют другие данные Андерсона, свидетельствующие о том, что модель Шоу имеет ограниченное применение. Андерсон пишет, что нижнедевонские отложения, изученные им и Лапортом, отлагались в бассейне шириною более 160 км. На северо-западе находилась низкая суша, сложенная карбонатными породами; соотношение фаций у этого берега соответствует модели Шоу, где подвижность воды распределялась по схеме «низкая — высокая — низкая». Но эта схема неприменима для отложений юго-восточной части бассейна, примыкавшей к подымавшейся суше, откуда поступало много терригенного материала. Для таких условий Андерсон предлагает другую модель (Anderson, 1971, фиг. 6, модель II) со значительно большим уклоном дна, большими глубинами и иным распределением энергии: высокая подвижность воды в прибрежной части бассейна и низкая в более удаленной. Таким образом, Андерсон, хотя и придает значение уклону дна, но не столь определяющее, как Шоу, и отмечает важную роль других факторов.

Прежде всего он подчеркивает значение степени сообщения с океаном, которая у эпиконтинентальных морей могла быть разной: эти моря могли быть и проливами со свободным обменом вод, и почти замкнутыми бассейнами. Существенными факторами были также количество и

скорость поступления терригенного материала, внос пресных вод, температура воды, наличие и различная выраженность барьеров внутри эпиконтинентального моря и др.

Из приведенных выше данных видно, что при рассмотрении моделей осадконакопления авторы в качестве примеров берут карбонатные отложения морей в аридной зоне. Еще более подробно (и со многими ссылками на бассейны разных возрастов и регионов) такие отложения рассмотрены Уилсоном (Wilson, 1975), который охарактеризовал девять последовательных фациальных поясов: от прибрежных эвапоритов, отлагавшихся при солености выше 45‰, до наиболее глубоководных глинистых и карбонатных осадков. Карбонатные отложения тропических морей, связанные с угленосными толщами, кратко рассмотрены Уилсоном только на двух примерах (нижний карбон Британских островов и пенсильваний США), возможно потому, что соотношения различных карбонатных фаций еще недостаточно выяснены и, как показал симпозиум по циклической седиментации (1964), условия образования многих типов карбонатных пород интерпретируются весьма различно.

Полноценной основой для модели осадконакопления в эпиконтинентальном море гумидной зоны могут служить материалы по визейским отложениям Русской платформы, полученные в результате работы многих исследователей.

3. МОДЕЛЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ МОРЕ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

В вводной части статьи мы показали, что в результате исследований М. С. Швецова и Л. М. Бириной уже в конце 30-х годов для наиболее изученных отложений окского надгоризонта (алексинский, михайловский и веневский горизонты) были установлены основные соотношения фаций и реконструированы главные особенности физико-географической обстановки: рельеф дна, общая мелководность и частые обмеления бассейна, периодическое возникновение отмелей с зарослями мангрового типа, волнения различной силы, течения, перемешавшие материал от основного источника сноса, и др. Все эти данные, как видно из рассмотренных выше работ, теперь используются для обоснования моделей осадконакопления.

После завершения работ М. С. Швецова относительно слабо изученными оставались отложения тульского горизонта, подстилающие толщу окского надгоризонта, и покрывающие ее (серпуховский ярус).

Отложения тульского возраста, отвечающие начальной стадии трансгрессии визейского моря, представлены сложным чередованием песков, алевроитов, углей и глин с небольшими слоями известняков. Широко распространены глины с мелкими брахиоподами, «не имеющими мелководного облика» (Швецов, 1938, стр. 71), которые рассматривались М. С. Швецовым как относительно глубоководные по сравнению с карбонатными осадками.

Условия образования этих отложений были выяснены после длительного изучения их в связи с угленосностью (Корженевская, 1941; Корженевская и др., 1962) и при палеоэкологических исследованиях (Осипова, Бельская, 1967, 1971). Было установлено, что глины с мелкими брахиоподами отлагались в тиховодных бухтах и заливах, примыкавших к низкому заболоченному побережью, покрытому растительностью мангрового типа, а известковые осадки занимали зону, удаленную от берега (Осипова, Бельская, 1967, фиг. 2).

При нарастании трансгрессии площадь, занятая карбонатными осадками, сильно увеличилась; зона бухт и заливов сократилась, но не исчезла. Поэтому в отложениях алексинского и михайловского времени представлен широкий спектр обстановок: от краевых бухт с песчано-

глинистыми осадками до чисто известковых органогенных осадков открытого моря на протяжении около 400 км; уклон дна порядка 0,15 м на 1 км.

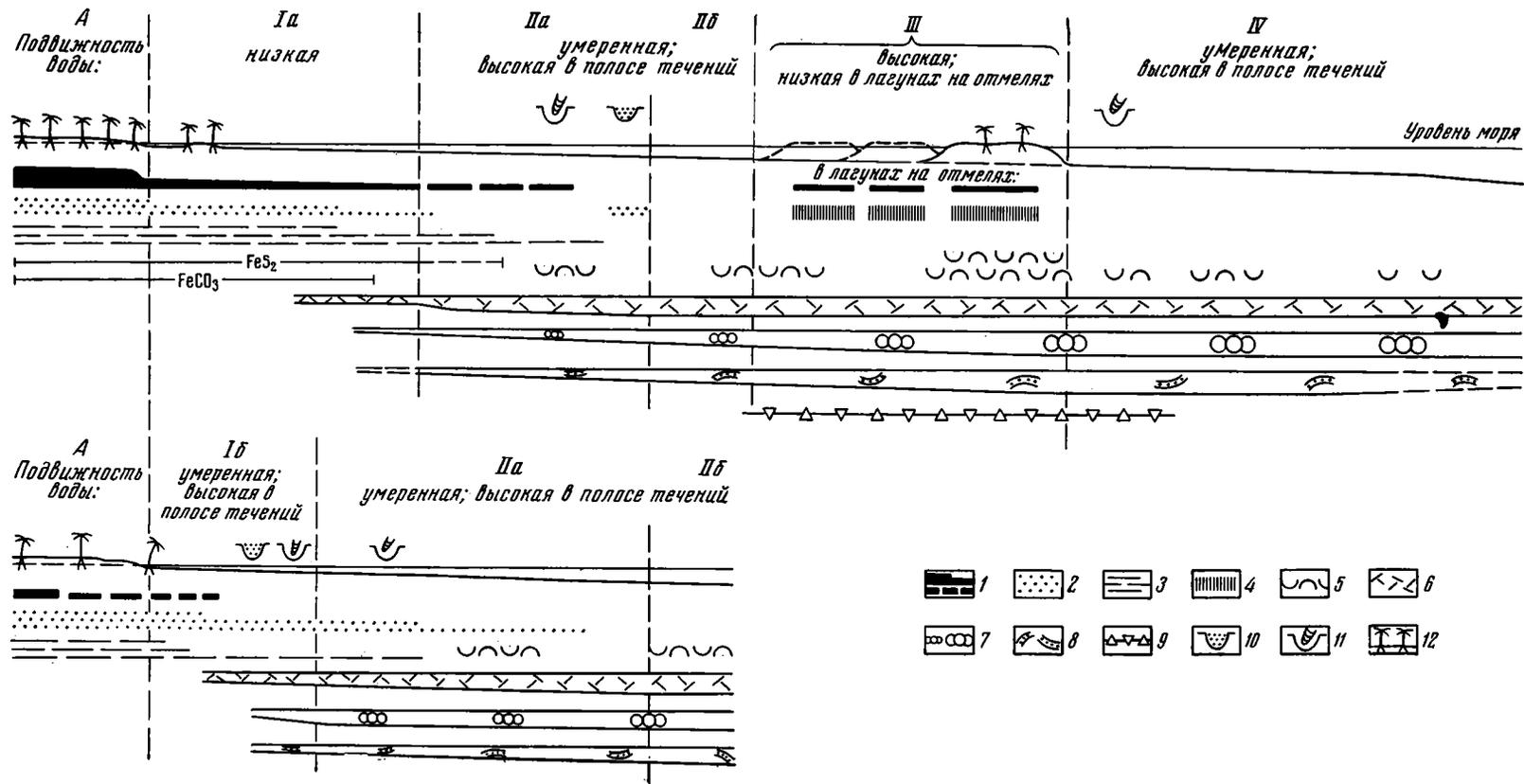
Выделены следующие зоны: А — приморская аллювиальная равнина; I — краевая зона (Ia — бухты и заливы, Ib — литораль у незаболоченного берега); II — мелководная зона (IIa — прибрежное мелководье, IIб — мелководье, удаленное от суши); III — отмели, удаленные от берега, и лагуны на них; IV — зона открытого относительно глубокого моря (фиг. 2). Последовательность этих зон и закономерная латеральная смена донных организмов были установлены в отложениях алексинского, михайловского, веневского и (частично) тульского горизонтов (Осипова, Бельская, 1967; Osipova, Belskaya, 1970; Осипова и др., 1972). После сильных периодических обмелений моря эта зональность быстро восстанавливалась, следовательно, ее можно рассматривать как характерную для эпиконтинентальных морей в тропической зоне.

I. Осадки бухт и заливов (фиг. 2, Ia) представлены песками, алевролитами и глинами, обогащенными органическим веществом. Обилие остатков стигмарий и прослой угля указывают на частые обмеления. Преобладание глинистых осадков свидетельствует о слабой подвижности воды, что в сочетании с большим количеством органического вещества способствовало обедненности воды кислородом. Донное население состояло из пелеципод (*Anthraconauta* и др.), червей, остракод и *Lingula*. Эти организмы, известные как характерные обитатели краевых зон других карбонатных морей, могли переносить значительные колебания солености и газового режима, а также повышенную мутность вод. По мере удаления от береговой линии в заливах возрастали разнообразие и численность бентоса, глинистые илы обогащались карбонатом кальция и постепенно сменялись известковыми осадками.

II. Мелководная зона. Известковые отложения представлены в основном раковинно-детритовым материалом и остатками водорослей (*Kulikia* и др.); близ границы с краевой зоной они обычно содержат примесь глины и алевролита и иногда обогащены органическим веществом (фиг. 2, IIa). Далее к центру бассейна, на мелководье, удаленное от суши, терригенный материал почти не проникал, и осадки слагались скелетными остатками, по размерности соответствовавшими песку с примесью гравия. На этом плотном субстрате селился разнообразный бентос: брахиоподы, кораллы, известковые губки, мшанки, фораминиферы. Многочисленны были зеленые водоросли *Calcifolium*. Хорошая сохранность большинства скелетных остатков указывает на умеренную подвижность воды, которая обеспечивала аэрацию придонных вод, но не разрушала поселений. Гидродинамическая активность возрастала лишь в полосах течений и при сильных волнениях (см. ниже).

III. Удаленные от берега отмели представляли собой пологие возвышенности морского дна, на склонах которых массами селились крупные брахиоподы (гигантопродуктусы, стриатиферы, спирифериды), образывавшие банки. По-видимому, процветанию брахиопод способствовала высокая подвижность воды, на что указывают обилие крупного детрита, частая разрозненность створок и нарушения прижизненного положения. При периодических обмелениях на месте отмелей возникали низкие острова с зарослями лепидофитов и с тиховодными лагунами, в которых накапливались микрозернистые известковые осадки, населенные крайне бедной фауной (мелкие гастроподы, немногие остракоды, черви, единичные фораминиферы — см. также выше и Швецов, 1938 и др.).

IV. Зона относительно глубокого открытого моря характеризовалась преобладанием чистых, преимущественно органогенных известковых осадков, населенных многочисленными фораминиферами и разнообразными кишечнополостными. Большая плотность поселений разнообразных



Фиг. 2. Модель осадкообразования в эпиконтинентальном море гумидной зоны

A — приморская аллювиальная равнина; I — краевая зона (Ia — бухты и заливы, Ib — литораль у незаболоченного берега); II — мелководная зона (IIa — прибрежное мелководье, IIб — мелководье, удаленное от суши); III — удаленные от берега отмели и лагуны на них; IV — открытое относительно глубокое море. 1—9 — компоненты осадков: 1 — органическое вещество (уголь, телефицированное вещество растительного

происхождения и т. п.); 2 — песчано-алевритовый материал; 3 — глинистый материал; 4 — микрочернистые известковые осадки; 5 — ракушечники; 6 — раковинный детрит; 7 — фораминиферы; 8 — известковые водоросли; 9 — интракласты; 10 — течения, несущие терригенный материал; 11 — течения, идущие из открытого моря; 12 — растительность мангрового типа

(до 90 видов) стенофациальных фораминифер свидетельствует о нормальной солености, хорошей аэрации, умеренной подвижности воды и достаточном количестве пищи. Глубины, вероятно, не превышали нескольких десятков метров, так как здесь были широко распространены сифонниковые водоросли *Calcifolium*. Разнообразие брахиопод в этой зоне снижалось (резко преобладали стриастиферы), что, возможно, было связано с меньшей подвижностью воды, чем на склонах отмелей, и с некоторыми биотическими особенностями этой группы организмов.

На фиг. 2 показаны основные пороодообразующие компоненты осадков каждой из зон: один из этих компонентов — интракласты, не упоминавшийся при характеристике осадков, входит как составная часть в особый тип известняков («пятнистые» известняки), описанный М. С. Швецовым и Л. И. Бириной (1935). Образование их М. С. Швецов связывал с сильными волнениями, которые разбивали едва затвердевшие осадки. С. Г. Вишняков (1962) привел данные, свидетельствующие о том, что даже штормовые волны в современных морях не могут так разрушить полужатвердевшие осадки, и считал более вероятной причиной моретрясения и сопровождавшие их волны. С этим объяснением согласились и авторы этой статьи (Осипова, Бельская, 1967). Наши дальнейшие исследования показали, что перемещение материала шло из открытого моря по направлению к берегу. На это указывают многочисленные обломанные остатки кораллов, характерных обитателей открытого моря, перемещенные и скопившиеся у отмели (Обидимо).

Таким образом, имеющиеся ныне данные согласуются с выводом М. С. Швецова (1938) о том, что в пределах большой изученной части визейского моря преобладали умеренные волнения, хотя иногда волны достигали разрушительной силы.

Описанная выше зональность типична для морей гумидной зоны, где преобладали заболоченные берега, окаймленные бухтами и заливами с изрезанной береговой линией. Но местами берег был не заболочен, остатки растительности быстро разлагались в окислительной обстановке, и самые прибрежные отложения были представлены пестроцветными (красными, лиловатыми и зеленовато-серыми) песками и алевролитами. Они отлагались при умеренной подвижности воды в условиях литорали и были населены массой роющих животных (*Rhizocorallium*, *Zoophycos* и др.). На коротком расстоянии эти пески замещались известковыми осадками прибрежного мелководья (см. фиг. 2).

Значительная роль в общей гидродинамике визейского моря принадлежала течениям. Одни из них шли с северо-запада на юг и перемещали песчано-алевритовый материал, причем, как видно на картах алексинского времени (Осипова, Бельская, 1969), этот материал заносился в зону, сравнительно удаленную от берега. Другие течения проникали с юга и юго-востока и двигались на северо-запад: следы их обнаружены в известковых осадках как в пределах зоны прибрежного мелководья (фиг. 2, IIa), так и в зоне открытого моря (фиг. 2, IV). Места прохождения течений восстановлены по появлению: 1) полос с очень разнообразным и многочисленным прикрепленным бентосом (колониальные кораллы, криноидеи и др.), захоронение которых свидетельствует о сильной подвижности вод, или 2) полос с многочисленными колониальными кораллами и скоплениями раковин наутилоидей, которые, как известно, служат индикаторами при восстановлении течений в морях прошлого (Реймент, 1961; Хабаков, 1964), а также 3) по распространению фораминифер *Loeblichia ukrainica* и *Saccamminopsis carteri ukrainica*; они имели массовое распространение в Украинско-Донецком палеооогеографическом районе, а в морях Московской синеклизы расселялись только вдоль западного побережья, проникая через пролив, находившийся на юго-западе, в пределах Брянско-Рославльского тектонического прогиба.

Закономерная приуроченность наиболее богатых комплексов донных организмов и чистых известковых илов к областям древних прогибов (Брянско-Рославльскому и Рязано-Саратовскому) показана на литолого-палеоэкологических картах тульского, алексинского, михайловского и веневского времени (Осипова, Бельская, 1967, 1969; Осипова и др., 1972). Такое распространение донных организмов свидетельствует о том, что в тектонических прогибах были локализованы проливы, соединявшие море Московской синеклизы с соседними морями, и через эти проливы проходили течения.

Имеются данные о том, что в Брянско-Рославльском прогибе пролив существовал в турне (Котлуков и др., 1962), а в Рязано-Саратовском прогибе и в девоне — в раннеживетское и данково-лебедевское время (Страхов, 1962). Данково-лебедевский бассейн был детально изучен В. Г. Махлаевым (1960) и описан как один из типов водоемов аридной зоны в монографии Н. М. Страхова (1962). В этот водоем с сильно повышенной соленостью вод из открытого моря через Рязано-Саратовский прогиб проникало течение, направлявшееся на северо-запад.

Таким образом, древние тектонические прогибы в течение длительного времени унаследованно определяли расположение проливов и обмен вод. Моря девона и карбона на Русской платформе не сообщались свободно с океаном, следовательно, в эти моря не могли проникать океанические волны, которые, согласно модели Шоу, определяли среднюю зону активного волнового действия.

В настоящее время нет возможности восстановить систему течений в визейских морях изученного региона. Однако можно с уверенностью сказать, что течения накладывались на описанную выше зональность, но не нарушали ее. Существование этой зональности определялось сочетанием тектонических и климатических факторов, и уклон дна не может быть признан главным фактором, контролировавшим распределение водной энергии и циркуляции, как это принято в моделях Шоу (Shaw, 1964) и Ирвина (Irwin, 1965).

В заключение суммируем некоторые особенности осадков разных зон визейского эпиконтинентального моря, установленные работами многих исследователей (Швецов, 1954; Страхов и др., 1959; Ронов, Мигдисов, 1960 и др.). Вследствие интенсивного химического выветривания в условиях тропического климата для осадков краевой зоны бассейна характерны мономинеральный (кварцевый) состав песков и алевроитов, преобладание каолинита в глинах и высокое содержание в них Al_2O_3 и окиси титана. Остатки многочисленных стигмарий свидетельствуют о пышной растительности мангрового типа, прослой углей — о заболачивании при обмелениях, а присутствие моллюсков *Anthraconauta* — об опреснении прибрежных вод. Обилие органического вещества растительного происхождения определяло образование в диагенезе пирита и сидерита (см. фиг. 2).

Осадки мелководной и относительно глубоководной зон состояли почти исключительно из биогенного карбоната кальция (при содержании доломита не более 2—3%). В лагунах на отмелях, удаленных от берега, образовывались своеобразные микрозернистые известковые осадки, пронизанные стигмариями и ризоидами. При обмелениях обнажившиеся известковые осадки в низинах быстро покрывались зарослями лепидофитов, а на повышенных участках шло карстообразование. Характерно отсутствие доломита (в породообразующих количествах), оолитов и строматолитов, свойственных мелководным карбонатным осадкам морей аридной климатической зоны.

Ранее было установлено, что после веневского времени началась аридизация климата. Этот процесс привел к увеличению содержания полевых шпатов и малоустойчивых минералов в песках, появлению палыгорскитовых глин, уменьшению содержания окислов алюминия и ти-

тана в глинистых осадках и к возрастанию доломитности карбонатных осадков вплоть до отложения чистых доломитов в стешевских краевых лагунах. На удаленных от берега отмелях исчезли микрозернистые известковые осадки с остатками мангровой растительности, и вместо них широкое распространение получили строматолиты и микрозернистые доломитовые осадки с многочисленными следами осушения и мелкими размывами (Осипова, Бельская, 1967). Все эти изменения проявились только в самых мелководных обстановках — в краевой зоне бассейна и на удаленных от берега отмелях, тогда как состав осадков зоны открытого моря не изменился.

Размеры бассейна и рельеф дна, а также характер связи с соседними морями не претерпели существенных изменений, но в краевой зоне место опресненных бухт и заливов заняли лагуны с доломитовыми и палыгорскитовыми глинистыми илами. Ход осадкообразования в этом бассейне подчинялся уже другим закономерностям, которые не укладываются в рассмотренную выше модель осадконакопления для моря гумидной зоны.

Приведенные данные показывают роль климатического фактора, без учета которого невозможно создание полноценной модели осадконакопления в эпиконтинентальных морях.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. II. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. ВАГТ, М., 1969.
- Бирина Л. М. К петрографической характеристике алексинской, михайловской и веневской толщ окской свиты южного крыла Подмосковного бассейна и некоторые данные по западному крылу.— Петрография углей и известняков Подмосковного бассейна. Тр. ВИМС, 1938, вып. 119.
- Бирина Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11.
- Вишняков С. Г. Конгломерато-брекчиевые известняки взмучивания (брекчиевидные известняки).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 6.
- Елина Л. М., Рыжова А. А., Котельникова Э. Д. Фации и палеогеография каменноугольного периода.— В кн.: Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазосной области.— Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 76.
- Каменноугольные отложения центральных областей Русской платформы. Под редакцией Н. С. Ильиной. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Корженевская А. С. Угленосность Осташковского и Селижаровского районов Калининской области. М., Гостоптехиздат, 1941.
- Корженевская А. С., Шульга В. Ф., Виноградов Б. Г. и др. Литологическая характеристика визейской угленосной толщи.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Котлуков В. А., Виноградов Б. Г., Волков К. Ю. Угленосные отложения. История геологического развития.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Максимова С. В. Некоторые особенности каменноугольного осадкообразования в областях незавершенной каледонской складчатости.— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР, М., «Наука», 1971.
- Махлаев В. Г. Некоторые черты истории данково-лебедянского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4.
- Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 54.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-на-мюрских отложений Московской синеклизы.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. Литолого-палеоэкологические карты Московской синеклизы.— В кн.: Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. II, листы 48—53. ВАГТ, М., 1969.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. Применение комплексного палеоэкологического и литологического изучения к анализу фаций и процесса осадконакопления (на примере визейского моря Русской платформы).— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР, М., «Наука», 1971.

- Осипова А. И., Бельская Т. Н., Фомина Е. В. Новые данные о палеогеографии и фациях визе-намюрского бассейна Московской синеклизы.— В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., «Наука», 1972.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н., Фомина Е. В. Палеоэкология бентоса в раннекаменноугольных морях Московской синеклизы.— В кн.: Палеогеография СССР, т. 2. М., «Недра», 1975.
- Раузер-Черноусова Д. М. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковского бассейна по фауне фораминифер.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., вып. 62, 1948, № 19.
- Реймент Р. А. Факторы, определявшие распространение раковин головоногих в геологическом прошлом.— Палеонтол. ж., 1961, № 4.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле.— В кн.: Геохимические циклы. Междунар. геол. конгр., XXI сесс., докл. сов. геологов. Проблема I. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Сарычева Т. Г. Морфология, экология и эволюция подмосковных каменноугольных продуктид (роды *Dictyoclostus*, *Pugilis*, *Antiquatonia*).— Тр. ПИН АН СССР, 1949, т. XVIII.
- Соколов Б. С. Стратиграфическая схема северного крыла Подмосковского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 2.
- Страхов Н. М. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии.— Сов. геология, 1945, сб. 6.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования).— Тр. ИГН АН СССР. Геол. сер., 1951, вып. 124, № 45.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. I, 1960; т. III, 1962.
- Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 23.
- Тихомиров С. В. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М. С. Швецова.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1965, № 11.
- Хабаков А. В. Упорядоченное залегание раковин эндоцератитов в аренинских слоях кунда в Прибалтике и некоторые проблемы динамической палеогеографии ордовика. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5.
- Швецов М. С. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна.— Вестн. Моск. Горн. Академии, 1922, т. I, № 2.
- Швецов М. С. Спириферы нижнего отдела тульско-калужского карбона и их зональное распределение.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1925, т. XXXIII, т. III, № 1—2.
- Швецов М. С. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58. Северо-западная четверть листа.— Тр. Всес. геол.—разв. объедин., М.—Л., ОНТИ, 1932, вып. 83.
- Швецов М. С. Новые данные по стратиграфии и петрографии нижнекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна.— Изв. Моск. геол.-гидро-геод. треста, 1934, т. III, вып. 1, М.—Л., ОНТИ.
- Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху.— Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1938, т. XII, М.—Л., ГОНТИ.
- Швецов М. С. История Московского бассейна в динантскую эпоху.— Тр. XVII сессии Межд. геол. конгресса, т. I, 1939.
- Швецов М. С. Литология серпуховской свиты как показатель среды обитания серпуховской фауны и флоры.— Рефераты работ учреждений отд. биол. наук АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. М., Гостоптехиздат, 1954.
- Швецов М. С. Материалы к истории развития науки об осадочных породах в СССР.— В кн.: Очерки по истории геологических знаний, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Швецов М. С. К вопросу о диагенезе.— В кн.: Вопросы седиментологии (доклады советских геологов к VI Междунар. конгрессу по седиментологии). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Швецов М. С., Бирина Л. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов—Алексин.— Тр. Моск. геол. треста, 1935, вып. 10, М.—Л., ОНТИ.
- Швецов М. С., Сарычева Т. Г. Сопоставление нижнекаменноугольных слоев Тульской и Рязанской губерний и некоторые соображения о различии геологической истории обеих областей.— Бюл. МОИП. т. XXXV, отд. геол., т. V (1), 1927.
- Яблоков В. С. История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосковского бассейна. М., «Наука», 1967.
- Яблоков В. С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее — палеозое Русской платформы).— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 248.
- Anderson E. J. Environmental models for Paleozoic communities.— *Lethaia*, 1971, v. 4, No. 3.

- Edie R. W.* Mississippian sedimentation and oil fields in southeastern Saskatchewan.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, v. 42, No. 1.
- Field R. M.* Geology of the Bahamas.— Bull. Geol. Soc. America, 1931, v. 42, No. 3.
- Irwin M. L.* General theory of epeiric clear water sedimentation.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1965, v. 49.
- Laporte L. F.* Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State.— In: Depositional environments in carbonate rocks. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., v. 14, 1969.
- Macqueen R. W. a. Bamber E. W.* Stratigraphy and facies relationships of the Upper Mississippian Mount Head formation, Rocky Mountains and foothills, south-western Alberta.— Bull. Canad. Petrol. Geol., 1968, v. 16, No. 3.
- Osipova A. I., Belskaya T. N.* Use of combined palaeoecologic and lithologic investigations for the analysis of facies and the process of sedimentation.— Compte rendu VI Congr. intern. strat. et géol. Carbonifere, Sheffield, 1967, v. III. Maastricht, 1970.
- Shaw A. B.* Time in stratigraphy. Mc Graw Hill Book C°, New York — London, 1964.
- Symposium on cyclic sedimentation. Merriam D. F., edit.— State Geol. Survey of Kansas, Bull. 169, 1964, vol. I—II. Lawrence.
- Wilson J. L.* Carbonate facies in geologic history. Springer Verl., Berlin — Heidelberg — New York, 1975.

ПИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
13.VIII.1976

УДК 552.52 : 551.782.12(470.6)

**ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ
В ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

**II. О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

***В. Н. ХОЛОДОВ, Ю. О. ГАВРИЛОВ, Б. П. ГРАДУСОВ,
И. П. ЧИЖИКОВА***

В статье показаны закономерности распределения глинистых минералов в среднемиоценовых толщах на профиле рек Урух — Сулак. Утверждается, что основная масса минералов глин имеет аллотигенное происхождение и сформировалась в результате механического поступления взвесей в морской палеоводоем.

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущей статье были изложены результаты изучения распределения глинистых минералов в мезозойско-кайнозойских отложениях разреза р. Сулак и проанализированы те процессы, что управляют формированием глин во времени. Было установлено, что при формировании состава глин по вертикали большое значение имеют палеогеографические факторы, такие, как соотношение источников сноса или положение береговой линии палеоводоема к питающей провинции. Стало также очевидным, что повышение температуры и давления в связи с погружением глинистых отложений под толщу перекрывающих их осадков и пород на стадии катагенеза вызывает гидрослюдизацию монтмориллонитовых составляющих и формирование смешанослойных образований с признаками упорядоченности; начало этого процесса было зафиксировано нами на расстоянии 3700 м по мощности от кровли четвертичных конгломератов.

В данной работе мы попытались выяснить, как меняется минералогический состав глинистых минералов в отложениях одного стратиграфического интервала на площади и попробовали установить, какие именно стадии и факторы осадочного породообразования определяют эти изменения. В качестве главного объекта исследования были выбраны среднемиоценовые чокракско-караганские отложения междуречья Урух-Сулак; их литолого-геохимическое изучение осуществлялось в лаборатории геохимии осадочных пород ГИН АН СССР с 1971 г. до настоящего времени. Накопленные за эти годы многочисленные и разнообразные сведения позволяют достаточно широко интерпретировать результаты рентгеноструктурных и минералогических наблюдений.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Среднемиоценовые отложения Восточного Предкавказья, детальная стратиграфия которых была разработана в трудах Н. И. Андрусова (1909), К. А. Прокопова (1924), А. Д. Архангельского (1929), Б. П. Жижченко (1940), Б. А. Алферова (1931), Н. Б. Вассоевича (1952, 1959) и других исследователей, включают тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Однако поскольку далеко не во всех разрезах Осетинской впадины и Черных гор тарханский и особенно конкский горизонты отчетливо диагностируются по литолого-палеонтологическим признакам, в этой работе мы будем называть чокракско-караганскими отложениями несколько более широкий стратиграфический интервал, ограниченный снизу кровлей майкопских отложений, а сверху — подошвой сарматских.

Чокракско-караганские отложения были детально описаны нами по рекам Урух, Суадаг-Дон, Кодахчин, Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярыксу и Сулак (фиг.1); все эти разрезы сопоставлены между собой и увязаны в субширотный профиль, позволивший довольно полно изучить важнейшие литолого-фациальные изменения среднемиоценовых толщ.

Наиболее полно чокракско-караганские отложения представлены в Терско-Дагестанском предгорном прогибе, в среднем течении рек Сулак, Ярыксу и Акташ. По данным Н. Б. Вассоевича (1959), здесь в чокракских отложениях выделяются махачкалинская и серноводская, а в караганских — сунженская и манасская свиты. Типичный разрез этой области был изучен нами по р. Ярыксу; его колонка изображена на фиг. 1, а более полное описание было приведено ранее (Холодов, Гаврилов, 1974).

Махачкалинская свита (Tch_1). Нижняя ее половина сложена буровато-черными, местами тонкослоистыми, обогащенными органическим веществом глинами с подчиненными прослоями алевролитов и редкими маломощными линзами песчаников. В глинах много раковинок *Spirialis* различной сохранности; по-видимому, они представляют наиболее глубоководную литофазию затишных участков морского водоема. Мощность 110 м. Верхняя часть свиты представлена чередованием мощных пластов однородных кварц-глауконитовых песчаников (пласты Σ_{10} , Σ_9 , Σ_8) и буровато-серых алевролитов; в подчиненном количестве встречены прослой темных алевритовых глин, содержащих фауну *Mytilus sp.*, *Donax tarchanensis* Andr., *Maetra sp.* В толще широко развиты подводно-оползневые деформации. Предположительно она слагается литофазиями донных течений, возможно, прибрежно-морскими литофазиями ватт и морскими литофазиями затишных участков. Мощность 205 м.

Серноводская свита (Tch_2) подразделяется обычно на михайловскую, шуринскую, акташскую и гяуртапинскую подсвиты.

Михайловская подсвита (Σ_7) залегает на нижележащих отложениях со следами слабого размыва; она представлена кварцевым олигомиктовым песчаником со следами кривой слоистости. По-видимому, эти текстуры (Вассоевич, Гроссгейм, 1951; Ботвинкина, 1962) образованы морскими подводными течениями. Мощность 38 м.

Шуринская подсвита слагается чередованием черных глин, глинистых алевролитов и алевролитов. Глины сильно обогащены органикой, содержат карбонатные конкреции и многочисленные раковинки спириалисов. Эта пачка, по-видимому, представляет литофазию морских глубоководных затишных участков; более мелководные условия господствовали во время накопления алевролитов. Мощность 138 м.

Акташская подсвита представлена светло-серыми и желтовато-бурыми косослоистыми, рыхлыми кварцевыми песчаниками с многочисленными следами высачивания нефти. Пачка темно-серых карбонатных глин

и мергелей делит толщу песчаников на две части (Σ_3 и Σ_2). В основном это морская литофаация донных течений. Мощность 50 м.

Гяуртапинская подсвита характеризуется как чередование черных алевролитовых глин, прослоев серых мергелей и желтовато-серых песчаников с фауной (Σ_1). По В. Е. Руженцеву (1932), в отложениях подсвиты найдены кроме многочисленных *Spirialis* моллюски *Syndesmya alba* Wood., *Solen sp.*, *Spaniodontella sp.*, *Pecten sp.*, *Mastra sp.*, *Cardium sp.*, *Tapes sp.* и др. В этих отложениях преобладают фации глубоководных затишных участков. Мощность 25 м.

Сунженская свита (Krg_1) принадлежит к нижней части караганских отложений; она представлена переслаиванием черных алевролитовых глин, алевролитов и светло-серых кварц-дистеновых песчаников (S_{10-13}).

Глины содержат равномерно рассеянное органическое вещество и многочисленные микроконкреции пирита. В мергелях встречаются крупные обломки раковин *Spaniodontella*. Здесь отчетливо преобладают литофации открытого моря, более мелководного и менее соленого, чем в чокракское время. Мощность 130 м.

Манасская свита (Krg_2) начинается мощной пачкой белых кварцевых песчаников (S_8); вверх по разрезу распространено чередование кварц-глауконитовых песчаников и алевролитовых глин, причем песчанность разреза в этом направлении непрерывно убывает. По литолого-фациальной характеристике глины весьма напоминают сунженские. Мощность 120 м.

Разрез, изученный нами в среднем течении р. Ярыксу, по мощности и набору литофаций весьма сходен с другими разрезами чокракско-караганских отложений южного борта Чеченско-Грозненской впадины; аналогичный состав и мощность обнаруживают субсинхронные толщи по рекам Сулак, Элистанжи, Малая Рошня, Фортанга. Здесь повсеместно широко развиты литофации затишных участков и донных течений нормального морского палеоводоема, а мощность среднего миоцена колеблется от 760 до 1000 м. В то же время в этой структурно-фациальной зоне намечаются некоторые вариации в строении среднемиоценовых толщ. Так, например, мощность чокракских отложений с востока на запад уменьшается от 710 м до 500—480 м. Сокращение мощности осуществляется главным образом за счет выпадения песчаных пачек в нижних частях разреза. Если в махачкалинской свите в разрезах рек Сулак и Ярыксу еще присутствуют песчаные горизонты Σ_8 , Σ_9 , Σ_{10} и Σ_{12} , то западнее одновозрастные отложения сложены чередованием алевролитов и черных, обогащенных органическим веществом глин. Мощность михайловской подсвиты (Σ_7) в этом же направлении также довольно быстро сокращается. В нижней половине шуринской подсвиты, между песчаными пластами Σ_7 и Σ_8 , в районах Малой Рошни и Фортанги появляется мощная толща гипсов, солей, пестроцветных и черных глин; эта лагунная пачка фациально замещает нормально морские отложения восточных разрезов.

Верхняя часть шуринской и нижняя часть акташской подсвит с востока на запад замещаются глинами глубоководных фаций. Наиболее устойчивой частью чокракских отложений является верхняя часть акташской подсвиты и гяуртапинский пласт с мергелями β и α .

Сложнее изменение мощностей и состава караганских отложений. От р. Сулак к р. Ярыксу мощность их уменьшается с 316 до 250 м; соответственно падает песчанность верхней части манасской свиты. Но западнее к р. Элистанжи и особенно к р. Малая Рошня мощность отложений вновь возрастает до 400 м; при этом пласты кварцевых песчаников получают широкое развитие по всей толще карагана, равным образом обогащая верхнюю манасскую и нижнюю сунженскую свиты.

В разрезах южного борта Осетинской впадины строение и состав чокракско-караганских отложений заметно меняются. В качестве примера

можно привести разрез, описанный нами в среднем течении р. Суадаг-Дон (фиг. 1), где на размытой поверхности майкопских алевролитов залегают песчаники, принадлежащие к верхней части серноводской свиты чокрака; отложения махачкалинской свиты, а также михайловской и шуринской подсвиты серноводской свиты из разреза выпадают.

Акташская подсвита в нижней части здесь сложена переслаиванием коричневатого-серых тонкослоистых глин и алевролитов с подчиненными пластами желтовато-белых кварцевых песчаников. Глины содержат обильную фауну *Spirialis* и микроконкреции пирита; реже в глинах встречаются линзы мергелей, а также карбонатные конкреции. Это глубоководная литофация затишных участков морского бассейна. Мощность 57 м. В верхней части ее представляет мощный пласт желтовато-белого косослоистого кварцевого песчаника (Σ_2); пачка, по-видимому, деформировалась в результате деятельности донных течений в морском палеоводоеме. Мощность 20 м.

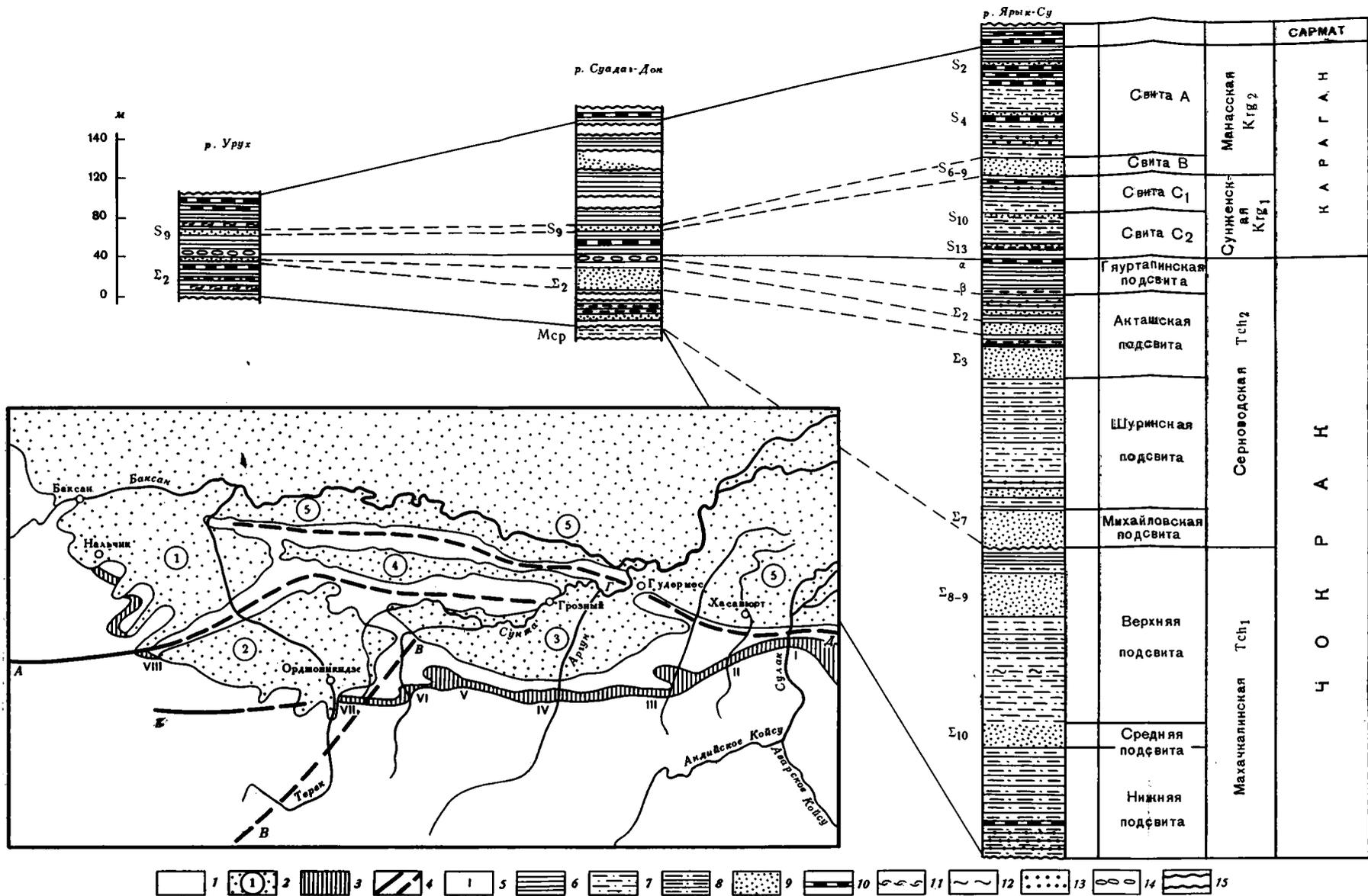
Гяуртапинская подсвита сложена чередованием карбонатных алевролитов, зеленоватого-серых глин с прослоями мергелей, прослоями строматолитовых биогермов и брекчиями из обломков строматолитовых известняков. Здесь уже не прослеживаются маркирующие пласты α и β , вместо брекчиевидного мергеля распространены строматолитовые постройки. Мощность 8,0 м.

Вышележащие отложения карагана, представлены верхней частью сунженской и нижней частью манасской свит. В них хорошо различимы три литологически различные части. Нижняя сложена переслаиванием серых алевролитовых глин и алевролитов с прослоями кварцевых песчаников. Глины тонкослоистые, гидрослюдистые, с линзами мергелей, карбонатными конкрециями и прослоями ракушечников из раковинок *Spaniodontella*. Характерны включения углефицированной древесины. Мощность 30 м. Средняя часть представлена белым кварцевым песчаником с включениями карбонатной фауны. В кровле — прослой ракушечников из раковинок *Spaniodontella sp.* Соответствует пласту S_8 . Мощность 5 м. Верхняя часть образована переслаиванием тонкослоистых карбонатных глин с прослоями мергелей и карбонатными конкрециями с прослоями кварцевых песчаников. Мощность 114 м.

Описанный разрез типичен для всего южного борта Осетинской впадины, от р. Камбилеевка на востоке до р. Суадаг-Дон на западе. Действительно, мощность чокракско-караганских отложений в районе р. Камбилеевка 430 м, по р. Терек 270 м, по р. Кодахчин 240 м, на Суадаг-Доне 235 м. Все эти разрезы представлены гораздо более мелководными фациями, нежели их стратиграфические аналоги на востоке. Очень характерны литофации морского мелководья с аллохтонной углефицированной древесиной и пластами бурых углей (рудопоявление Тарское). Встречаются ракушечники, строматолитовые известняки. В основании чокрака в районе р. Терек, по данным Л. И. Пламеневского, встречены линзы пляжевых конгломератов; в средней части чокракских отложений широко распространены остатки пресноводных гастропод рода *Planorbis*.

Следующую группу разрезов представляет обнажение, описанное нами на левом берегу р. Урух (см. фиг. 1). Здесь с глубоким размывом на средней части майкопа залегают отложения акташской подсвиты.

Акташская подсвита представлена в этом районе зелеными или коричневатого-серыми карбонатными глинами с подчиненными прослоями кварц-глауконитовых песчаников, алевролитов и мергелей. В глинах очень много разнообразных обломков раковинок фауны. М. С. Швецов определил среди них *Dosinia*, *Tellina*, *Arca*, *Solen*, *Cardium*, *Spaniodontella* и разнообразные барнеи. *Spirialis* встречены только в одном слое, но зато очень много пресноводных гастропод *Hydrobia sp.*, *Poludina sp.*, *Planorbis*. Фауна однозначно свидетельствует в пользу опреснения в прибрежных, очень мелководных литофациях водоема. Глины сильно кар-



Фиг. 1. Типы разрезов чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья и схема их размещения (стратиграфия по Н. Б. Вассоевичу, 1959)

1 — мезозойско-кайнозойские и четвертичные отложения, слагающие поднятия; 2 — четвертичные отложения: 1) — Кабардинская впадина; 2) — Осетинская впадина; 3) — Чеченско-Грозненская впадина; 4) — Алханчуртский прогиб; 5) — Терско-Дагестанский предгорный прогиб; 3 — чокракско-караганские отложения; 4 — глубинные разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; АА — Пшехско-Тырныаузская зона и Сунженский разлом; ВВ — Владикавказский разлом; ВВ — Казбек-Цхинвальский разлом; ГГ — Терский разлом;

ДД — Сулакский разлом; 5 — места описания разрезов: I — р. Сулак; II — р. Ярыксу; III — р. Элистанжи; IV — р. Малая Рошля; V — р. Фортанга; VI — р. Кодахчин; VII — р. Суадаг-Дон; VIII — р. Урух; 6 — глины; 7 — алевролиты; 8 — алевролитовая глина; 9 — песчаники кварцевые; 10 — мергель; 11 — ракушечники; 12 — следы подводного оползания; 13 — карбонатные конкреции; 14 — строматолитовые известняки; 15 — осыпи

р. Урух

р. Суадаз-Дом

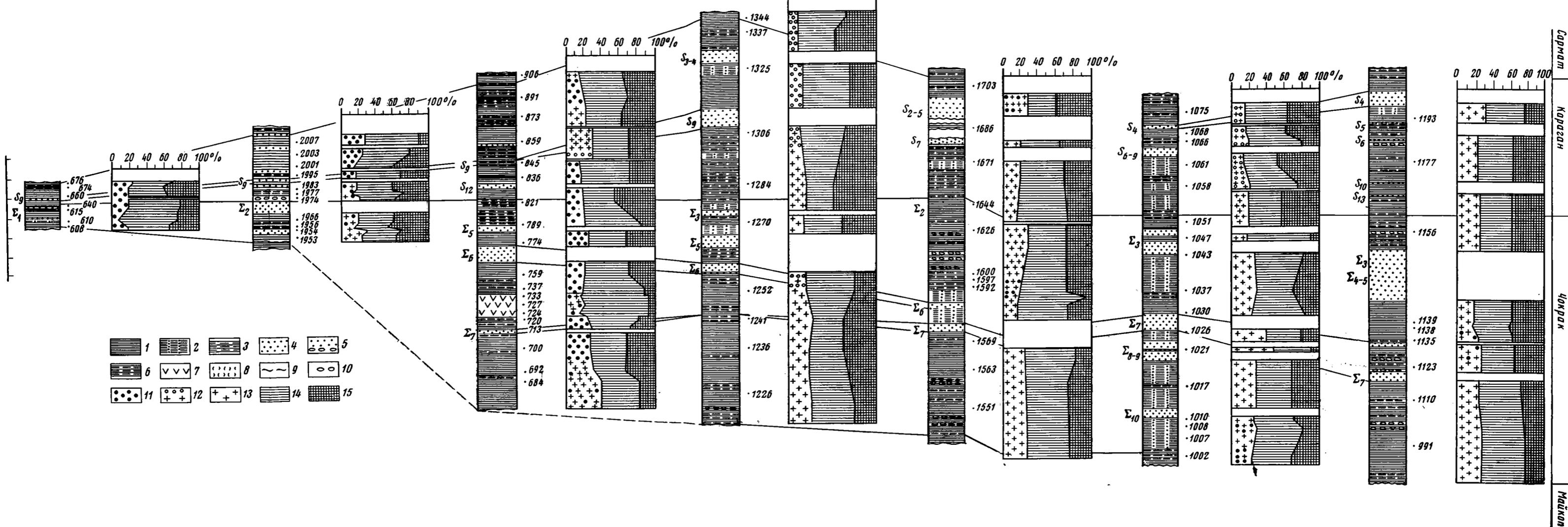
р. Фортанга

р. Малая Рошня
0 20 40 60 80 100%

р. Элистанжи

р. Ярык-Су
0 20 40 60 80 100%

р. Сулак
0 20 40 60 80 100



Фиг. 2. Распределение глинистых минералов в разрезах чокракско-караганских отложений

1 — глина; 2 — алевролит; 3 — алевролитовая глина; 4 — кварцевый песчаник; 5 — песчаник с включениями галек; 6 — мергель; 7 — гипсоносная толща; 8 — ракушечники; 9 — следы подводного оползания; 10 — карбонатные конкреции; 11 — хлорит > каолинита; 12 — каолинит = хлориту; 13 — каолинит < хлорита; 14 — гидрослюда; 15 — монтмориллонитовый компонент

бонатны и обычно содержат много арагонита. Мощность 47 м. Разрез подсвitys завершает пласт олигомиктового кварцевого песчаника, соответствующий горизонту S_2 , мощность 1,50 м.

Гяуртапинская подсвита сложена пачкой коричневато-серых глин и алевролитов, содержащих несколько пластов строматолитовых известняков и образованных за счет их разрушения в зоне волнения конгломератобрекчий. Типично сильное ожелезнение этих пород. Мощность 10 м.

Караганские отложения разреза имеют трехчленное строение. Нижняя их часть представлена зеленовато-серыми глинами с прослоями песков и ракушечников из раковин *Spaniodontella*. Очень много обломков углефицированной древесины. Мощность 7 м. Пачка олигомиктовых кварцевых песчаников мощностью 5 м соответствует горизонту S_6 и залегает в средней части толщи. Наконец, верхняя часть карагана сложена карбонатными глинами с прослоями мергелей, частыми прослоями ракушечников и включениями углефицированной древесины. В кровле толщи М. С. Швецов описал фауну *Spaniodontella sp.*, *Pholas (Barnea) off. raricostata Sins.*, *Pholas (Barnea) off. pseudonstjurtensis Bog.*, *Pholas (Barnea) sp.*, *Briozoa* и других типичных представителей конкских слоев. Мощность 31 м.

В целом разрез чокракско-караганских отложений на р. Урух мощностью примерно 100 м характеризуется широким распространением литоральных карбонатных литофаций, что подчеркивается обилием ракушечников и строматолитовых известняков. Он очень напоминает типичные разрезы Ставропольского поднятия, но уже заметно отличается от субсинхронных отложений Осетинской котловины.

Сравнивая между собой описанные выше районы по строению отложений среднего миоцена, легко заметить, что в пределах изученного профиля с востока на запад выделяются три различные структурно-фациальные зоны: Чеченско-Грозненская впадина, где развиты наиболее полные разрезы и глубоководные литофации чокрака и карагана; Осетинская впадина, характеризующаяся сокращенными по мощности разрезами и более мелководными литофациями тех же отложений, и Кабардинская котловина, в которой, так же как и на Ставропольском плато, локализовались самые маломощные отложения среднемиоценового возраста, относимые уже к литорали.

В каждой структурно-фациальной зоне чокракско-караганские отложения испытывают не очень заметные изменения, однако их мощность и фациальный состав очень резко и внезапно меняются при переходе из зоны в зону. Такая особенность в распределении отложений среднего миоцена на площади может быть понята с позиций блоковой тектоники.

Действительно, согласно представлениям Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), а также Е. Е. Милановского (1968), южная часть депрессий, осложняющих Терский предгорный прогиб, представляет собой систему блоков фундамента, сопряженных друг с другом по крупным глубинным разломам. Чеченско-Грозненская впадина отделена от Осетинской депрессии Датыхско-Назрановской диагональной перемычкой, представляющей зону поднятий, сложенных неогеновыми отложениями. Возможно, что под толщей молодых отложений ей соответствует зона глубинных разломов северо-западного направления (Милановский, 1968). Однако в район междуречья Терека — Камбилеевки — Ассы (фиг. 1), кроме того, выводится региональный глубинный Казбек-Цхинвальский разлом северо-восточного простирания, существование которого придает тектоническую самостоятельность Осетинской и Чеченско-Грозненской тектоническим ступеням.

Далее на запад, в среднем течении р. Урух, Кабардинская впадина отделяется от Осетинской системой поднятий Змейских гор и Сунженского хребта; по-видимому, в фундаменте ей соответствует крупная зона разломов, являющихся продолжением Тырнаузской шовной зоны.

Сочленение Кабардинской, Осетинской, Чеченско-Грозненской и Терской впадин с Большим Кавказом также осуществляется, по-видимому, по системе продольных разломов, среди которых особенно четко обозначены Владикавказский, Сулакский и Терский; морфологически они выражены в третичных и более поздних отложениях в виде крупных флексур.

Таким образом, анализ фациальных особенностей отложений среднего миоцена позволяет считать, что впадины, осложняющие Терский предгорный прогиб в районе городов Нальчик, Ordжоникидзе, Грозный и Хасавюрт (фиг. 1), были заложены еще в нижнетретичное время. В чокракское и караганское время эти впадины представляли собой систему тектонических ступеней, разделенных конседиментационными глубинными разломами. Наименее интенсивно прогибался непосредственно примыкавший к Ставропольскому поднятию Кабардинский тектонический блок. Здесь были развиты самые мелководные фации среднемиоценовых морей. Подвижнее был Осетинский блок, где отлагались более глубоководные осадки большей мощности. Еще мобильнее в среднемиоценовое время — Чеченско-Грозненский и Терский блоки, на площади которых прогибание и осадконакопление были наиболее интенсивными.

Другая любопытная черта заключается в том, что на протяжении почти всего чокрака здесь развивалась морская трансгрессия, которая достигла максимума в момент формирования горизонта Σ_2 . Осадки гяуртапинской подсвиты, чокрака и нижних свит карагана (C_1 , отчасти C_2) отлагались в ходе относительной регрессии, а затем море вновь начало надвигаться на сушу. Максимальной величины караганская трансгрессия достигла во время отложения песчаного пласта S_9 (свита B). В дальнейшем, во время накопления осадков свиты A , палеоводоем вновь несколько отступил к северо-востоку.

Таким образом, на протяжении среднего миоцена дважды осуществился цикл трансгрессии — регрессии, однако перемещение береговой линии происходило каждый раз при различном рельефе дна. Наиболее расчлененный рельеф дна существовал в нижнечокракское время; в этот момент приподнятые на разную высоту тектонические блоки являлись преградой на пути наступающего палеоморя, и развивающаяся трансгрессия была приостановлена на границе между Чеченской и Осетинской впадинами. Первая была покрыта водами чокракского моря, тогда как в Осетии, западнее р. Терек, в это время, по-видимому, размывались тарханские и майкопские отложения.

Вероятно, море долго оставалось на рубеже между разными блоками, о чем свидетельствует появление гипсоносных отложений в западной части Чеченской впадины в шуринское время. Затем трансгрессия распространилась к западу и захватила районы Осетии и часть Кабардинской депрессии, где чокракские отложения с размывом и угловым несогласием ложатся на среднюю часть майкопа. Однако в дальнейшем разница между погружением отдельных блоков была сnivelирована и следов миграции береговой линии стало меньше. Караганское время характеризуется значительно более сглаженным рельефом дна, хотя распределение литофаций и мощностей на профиле свидетельствует о существовании тех же тектонических блоков, по-прежнему активно влиявших на осадконакопление. Именно это обстоятельство обусловило многообразие фациальных условий в пределах изученного профиля.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРЕДЕЛАХ ИЗУЧЕННОГО ПРОФИЛЯ

Чтобы представить общую картину распределения глинистых минералов в среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья, нами были изучены 81 образец глины и алевролитов, отобранных в разрезах рек Сулак, Ярыксу, Элистанжи, Малая Рошня, Фортанга, Суадаг-Дон

и Урух, краткая литологическая характеристика разрезов и места отбора проб показаны на фиг. 2.

Способы камеральной обработки проб и выделение фракции $<0,001$ мм были описаны ранее в статье I, посвященной глинистым минералам полного разреза р. Сулак (Холодов и др., 1976₁). С помощью рентгенодифрактометрического метода в пробах чокакско-караганских отложений профиля удалось диагностировать каолинит, хлорит, гидрослюда и неупорядоченные смешанослойные образования (монтмориллоновый компонент).

Рядом с каждой литологической колонкой на фиг. 2 показаны количественные соотношения между основными группами глинистых минералов, рассчитанные по методике Бредли-Бискайя (Biscaie, 1964). Изучение глинистых минералов в цементе песчаников не производилось, поэтому интервалы, соответствующие мощным пластам песчаников, на диаграммах не охарактеризованы.

Распределение глинистых минералов в исследованных разрезах качественно и количественно довольно однообразно. Почти повсеместно в глинистых толщах содержится 15—25% каолинита + хлорита, 45—65% гидрослюда и 20—30% монтмориллонового компонента. Если по 81 образцу исследованных глинистых пород рассчитать среднеарифметическое, причем количество каолинита и хлорита принять равным 1, то отношение этой группы глинистых минералов к гидрослуде и монтмориллоновому компоненту будет равно 1 : 2,2 : 1,2.

Сравнивая между собой средние соотношения групп глинистых минералов в отдельных разрезах профиля (табл. 1), можно прийти к вы-

Таблица 1

Среднее содержание групп глинистых минералов в разрезах среднего миоцена литологического профиля р. Урух — р. Сулак, %

| Район описания разреза | Количество проб | Каолинит + хлорит 7 Å | Гидрослюда 10 Å | Монтмориллоновый компонент 17—18 Å |
|------------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|------------------------------------|
| Урух | 7 | 18,8 | 52,2 | 28,9 |
| Суадаг-Дон | 11 | 19,2 | 47,9 | 32,9 |
| Фортанга | 16 | 24,0 | 48,5 | 27,4 |
| Малая Рошня | 10 | 17,8 | 47,5 | 34,6 |
| Элистанжи | 11 | 20,0 | 53,7 | 26,2 |
| Ярыксу | 14 | 26,8 | 50,1 | 23,0 |
| Сулак | 9 | 27,1 | 43,6 | 29,3 |
| Среднее | | 22,5 | 49,1 | 28,4 |

воду, что от берега в глубь палеоводоёма или в направлении с запада на восток эти значения меняются крайне прихотливо. Исключение составляет группа каолинита-хлорита, содержание которой, правда, весьма нечётливо возрастает от р. Урух к р. Сулак. В целом же можно утверждать, что существование трех *разных структурно-фациальных зон*, подробно обоснованное нами в начале статьи, *не оказывает заметного влияния на состав глинистых минералов*; иначе говоря, соотношение минералов глин при переходе из одной структурно-фациальной зоны в другую либо меняется крайне незначительно, либо не меняется совсем.

Как было показано в предыдущем разделе, для чокакско-караганских отложений профиля характерны довольно резкие фациальные изменения в вертикальном направлении; фации глубоководных спиралитовых глин затишных участков в разрезе часто сменяются фациями донных течений, мелководно-прибрежными фациями ватт, литорали или лагун. При этом изменения обстановок седиментации обычно очень хорошо увязываются с изменением состава фауны (Андрусов, 1909; Жижченко, 1937; Мерклин, 1950; Ливеровская, 1951).

Как следует из сопоставления литологических колонок профиля и диаграмм состава глинистых минералов (фиг. 2), значительные смены литофаций по вертикали почти не отражаются на соотношении минералов глин. Это обстоятельство особенно хорошо видно в восточной части профиля (реки Сулак, Элистанжи, Малая Рошняя, отчасти Ярыксу), где распределение глинистых минералов довольно постоянно, что фиксируется плавными кривыми процентных содержаний монтмориллонитового компонента, гидрослюд и группы каолинита-хлорита. В западных колонках (реки Фортанга, Суадаг-Дон, Урух) кривые распределения глинистых минералов становятся более зубчатыми, однако это может быть связано не с усилением колебаний в составе глин, а с более детальным опробованием этих сравнительно маломощных разрезов.

Рассматривая влияние фациальных обстановок на состав и распространение глинистых минералов в толщах среднего миоцена, нельзя обойти молчанием проблему их формирования в условиях лагунных фаций шуринской свиты, широко развитых в разрезах рек Фортанга и Малая Рошняя (фиг. 2, обр. 720—737 и 1252) и представленных чередованием пластов гипса, ангидрита и гипсоносных глин. Здесь, согласно представлениям Лука (Lucas, 1962), Липпмана и Саваскина (Lippman, Savascin, 1969) и особенно А. Г. Коссовской с соавторами (Коссовская и др., 1975), следовало ожидать широкого распространения смешанослойных глинистых минералов группы хлорита-монтмориллонита, среди которых должны были встречаться полностью упорядоченные разновидности типа корренсита, а также слюдястые минералы высокой железистости, принадлежащие к группе Fe-иллитов. Однако несмотря на специально поставленное опробование этой части разреза, дифрактограммы глинистой фракции $<0,001$ мм не позволили обнаружить здесь никаких *новообразований*; повсеместно отмечалось уже известное нам сочетание каолинита, диоктаэдрических гидрослюд и монтмориллонитового компонента.

Единственная особенность, отличающая гипсоносные интервалы разреза, — несколько повышенное количество гидрослюд, по-видимому, легко объяснима спецификой питания отшнурованных участков палеоводоёма и вряд ли должна быть связана с особыми гидрогеохимическими условиями солеродной лагуны.

Итак, все изложенное позволяет прийти к выводу, что весьма существенные *фациальные изменения чокракско-караганских отложений*, подробно описанные нами в предыдущем разделе, *не находят отражения в составе и соотношении глинистых минералов*. Последние распределены весьма однообразно, хотя в отдельных разрезах меняется соотношение каолинита и хлорита, местами колеблется содержание монтмориллонитового компонента, а иногда (в отдельных прослоях) возрастает количество гидрослюды.

Однако прежде чем обсуждать эти частные аномалии, необходимо решить главные вопросы: чем объяснить отсутствие связи между фациальными изменениями среднемиоценовых отложений и составом глинистых минералов? И на какой стадии осадочного породообразования в целом сложилось такое монотонное по составу сообщество минералов глин?

О ГЕНЕЗИСЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В предыдущей статье (Холодов и др., 1976) была описана и обоснована общая схема катагенетической зональности меловых и третичных отложений в районе р. Сулак; имеются основания думать, что установленная зональность типична не только для Восточного Предкавказья,

а может быть, конечно, с известной долей осторожности перенесена на весь регион.

Попробуем теперь определить положение среднемиоценовых отложений изученного нами литолого-фациального профиля (фиг. 2) по отношению к границе зон начального и глубинного катагенеза; последняя, как было показано ранее, наметилась на глубине 3700 м и была зафиксирована по появлению в разрезе смешанослойных образований с признаками упорядоченной структуры.

На фиг. 3 граница начала процессов гидрослюдизации проинтерполирована в соответствии с данными, полученными при изучении разреза р. Сулак, а глубина максимального погружения среднемиоценовых отложений в разрезах рек Урух, Асса, Фортанга, Аксай, Элистанжи, Ярыксу и Сулак рассчитана по материалам Н. С. Шатского (1929), В. Е. Руженцева (1932), К. А. Прокопова (1924), М. С. Швецова (1928), Б. А. Алферова (1926), А. Г. Эберзина (1947), В. Д. Голубятникова (1947), а также по данным Б. К. Лотиева и В. Д. Талалаева.

Очевидно, что после отложения на дне чокракского и караганского палеоморей среднемиоценовые осадки (заштрихованы) были погружены на разные глубины. Более устойчивый в среднем миоцене Осетинский блок оказался самым подвижным; глубина погружения чокрака — карагана в районе р. Асса оценивается почти в 2700 м. По-видимому, близкие цифры могут быть названы для разрезов рек Суадаг-Дон и Кодахчин. Меньшие мощности перекрывающих толщ типичны для Чеченско-Грозненского блока; здесь максимальная глубина погружения (2400 м) встречена в районе р. Сулак.

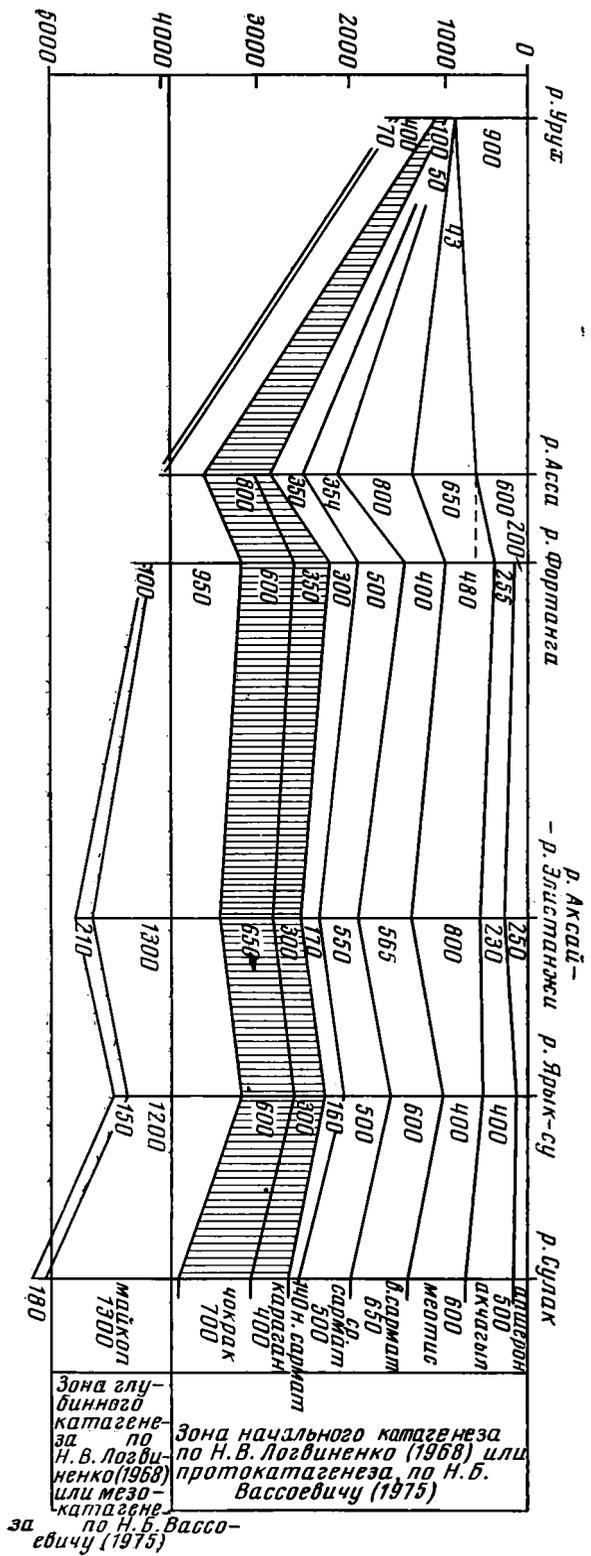
Если считать, что размывы в основании нижнего сармата, а также в подошве туфогенной толщи ачкагыла — апшерона в западных разрезах были не очень велики, то, по-видимому, среднемиоценовые отложения на всем протяжении исследуемого профиля никогда не выходили за пределы зоны диагенеза и начального катагенеза. Иначе говоря, *катагенетические изменения вряд ли могли затушевывать различия в составе глинистых минералов разных структурно-фациальных зон профиля.*

Этот вывод подтверждается также отсутствием следов упорядоченных структур в глинистых минералах изученных разрезов, а ведь именно проявление упорядоченности в строении смешанослойных глинистых минералов является главным признаком катагенетических преобразований в разрезе р. Сулак.

Имеется, таким образом, веское основание предполагать, что состав глинистых минералов в среднем миоцене зависел преимущественно от процессов, предшествующих катагенетическим изменениям.

Как было показано во многих работах Н. М. Страхова (1953, 1960, 1972), главным движущим фактором диагенетических преобразований является органическое вещество; его разложение в илах определяет интенсивность процессов сульфатредукции, перегруппировки карбонатов, кремнезема и других соединений, конкрецееобразования и концентрации ряда малых элементов. В изученных нами разрезах среднемиоценовых отложений интервалы, сложенные глинами, существенно обогащенными органическим веществом, как правило, являются ареной чрезвычайно интенсивных и разнообразных диагенетических процессов (Холодов, Гаврилов, 1974; Гаврилов, 1977). Поэтому, если изменение состава глинистых минералов в какой-то степени определялось диагенетическими превращениями, между количеством органического вещества в породах и соотношением глинистых минералов должна была бы существовать функциональная связь; такая зависимость, например, очень четко фиксируется между $S_{орг}$ и интервалами конкрецееобразования в разрезе р. Элистанжи.

Характер и связь между содержанием $S_{орг}$ и составом глин в разрезах рек Урух, Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярыксу и Сулак



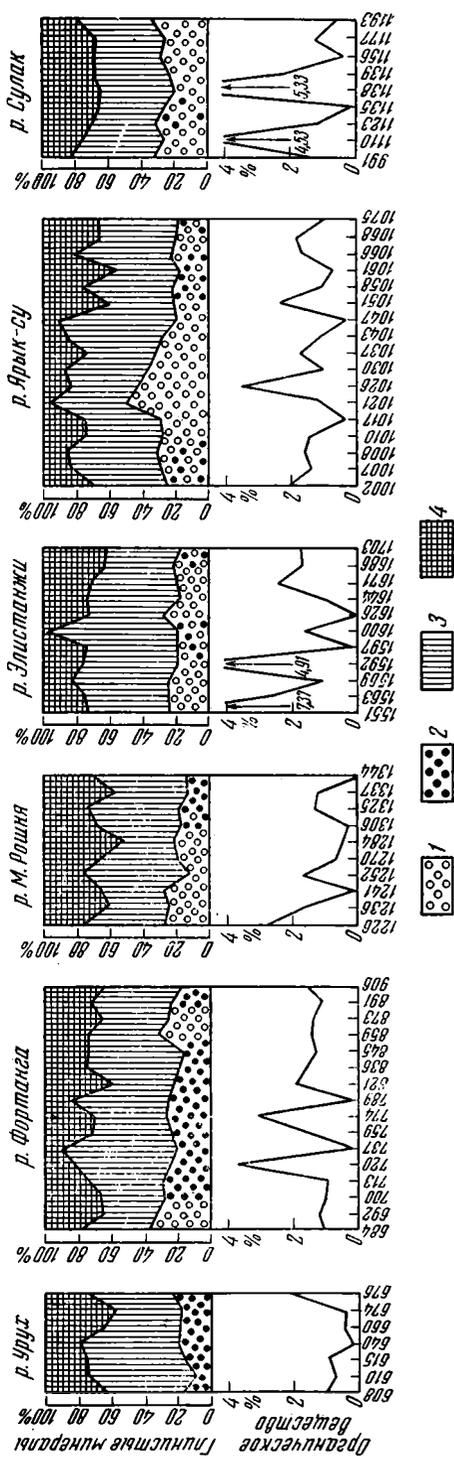
Фиг. 3. Глубина максимального погружения среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья

иллюстрируется фиг. 4. На нижних графиках приведено распределение органического углерода, определенного мокрым сжиганием в аппарате Кнопфа в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитик О. А. Амелина); вверху показано процентное соотношение каолинита + хлорита, гидрослюда и монтмориллонитового компонента в исследованных пробах глин.

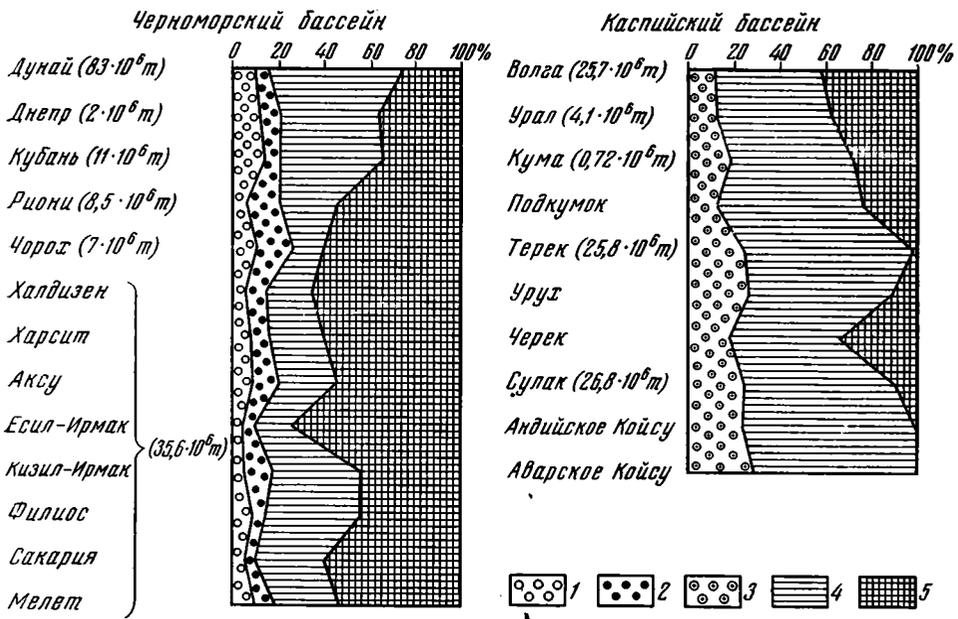
Содержание $S_{орг}$ заметно возрастает с запада на восток, достигая максимума в разрезах рек Элистанжи и Сулак. Однако количество трех важнейших компонентов глин в этом же направлении остается примерно постоянным. Анализ отдельных кривых углерода и состава глинистых минералов показывает, что нет и в них никакой симбатности; в тех пробах, где весьма интенсивно возрастает количество $S_{орг}$, относительные количества каолинита (хлорита), гидрослюда и монтмориллонитового компонента остаются неизменными.

Таким образом, график на фиг. 4 позволяет считать, что состав глин мало зависит от количества органического вещества в осадках и, следовательно, *вряд ли главная масса глинистых минералов сформировалась в результате диагенетических преобразований.*

Скорее всего на стадии диагенеза большая часть глинистых минералов была уже сформирована и составляла тот геохимически пассивный фон, на котором шли раз-



Фиг. 4. Соотношение между содержанием органического вещества и составом глинистых минералов в чокракско-караганских отложениях
1 — каолинит; 2 — хлорит; 3 — гидрослюда; 4 — монтмориллонитовый компонент



Фиг. 5. Состав и количество взвеси, поступающей в современные эпиконтинентальные моря юга СССР

1 — каолинит; 2 — хлорит; 3 — каолинит+хлорит; 4 — гидрослюда; 5 — монтмориллони-
товый компонент

нообразные физико-химические процессы диагенетического минералообразования.

Если это так, то становится понятным отсутствие зависимости между литолого-фациальной характеристикой изученных нами отложений и составом глинистых минералов, которое уже обсуждалось ранее; глинистые минералы, отлагавшиеся на дне чокракско-караганского палеобассейна, имели в основном *аллотигенное* происхождение; они поступали в морской водоем с окружающей суши и транзитно проходили через водную толщу. Поэтому в различных структурно-фациальных зонах профиля повсеместно распространен один и тот же или сходный «набор» минералов глин.

К проблеме формирования глинистых минералов в чокракско-караганском палеоводоеме можно подойти и путем аналогии с современными эпиконтинентальными водоемами юга СССР — Черным и Каспийским морями.

К сожалению, общая картина питания этих бассейнов глинистым материалом рек до недавнего времени была неполной. Минералогический состав взвесей рек Черноморского бассейна исследовали Стофферс и Мюллер (Stoffers, Müller, 1972), И. Ю. Лубченко и И. В. Белова (1973), Г. Ю. Бутузова, Б. П. Градусов, М. А. Ратеев (1975); что же касается взвесей рек Каспийского бассейна, то данные по ним в литературе отсутствовали. Этот пробел был восполнен сравнительно недавно (Холодов и др., 1976₂); нами были отобраны из крупнейших рек, впадающих в Каспийское море, 10 проб взвесей, из них извлечена фракция <0,001 мм, обработана методом, уже описанным ранее, а затем исследована на рентгеновской установке.

Результаты работ всех упомянутых выше авторов сведены на фиг. 5. Для более полной оценки полученных цифр добавлены данные Г. В. Лопатина (1952), позволяющие учесть относительный вклад каждой реки в общую массу взвеси, ежегодно поступающей в водоем. Грубо оценивая приведенные цифры, можно считать, что по соотношению глинистых ми-

нералов выделяются три группы рек: 1) реки Анатолийского побережья Черного моря; 2) реки Кавказа, Альп и Карпат, а также западной части Русской платформы; 3) реки восточной части Русской платформы. Первая группа резко обогащена монтмориллонитовым компонентом и отличается ничтожным содержанием минералов группы каолинита-хлорита. Вторая группа содержит повышенное количество гидрослюды и каолинит-хлорита при малом содержании монтмориллонитового компонента; несколько повышенное количество последнего в водах р. Черек сомнительно, поскольку во взвеси р. Терек, притоком которой является р. Черек, обнаружено лишь 2% смешанослойных минералов. Наконец, реки восточной части Русской платформы отличаются небольшим содержанием каолинита и хлорита при значительном и примерно равном количестве гидрослюды и смешанослойных образований.

В питании изученного нами среднемиоценового палеоводоема главную роль играли реки востока Русской платформы и особенно палео-Волга; на втором месте находились реки Кавказа. Если в настоящее время количество взвесей, поставляемое реками Кавказа в Черное и Каспийское моря в два с половиной раза превышает вклад Русской платформы, то палеогеографические реконструкции для среднего миоцена рисуют обратную картину; поступление взвесей со стороны Кавказского острова в чокракско-караганский палеоводоем, по-видимому, в лучшем случае составляло четвертую часть сноса с платформы (Холодов и др., 1976₂). Можно также считать, что состав мобилизуемых глинистых минералов в каждой отдельно взятой питающей провинции изменился сравнительно мало; на платформе в среднемиоценовое время размывались те же палеозойские породы, что и в современном цикле эрозии, а Кавказский остров был сложен карбонатными толщами мела и верхней юры (Милановский, 1968), которые и ныне (например, в Дагестане) поставляют в области осадконакопления гидрослюдисто-монтмориллонитовые взвеси.

Все эти предположения подтверждаются сравнением состава глинистых минералов в чокракско-караганских отложениях профиля (фиг. 2) и минералов глин во взвесах Волги и отчасти рек Сулак, Терек, Кубань (фиг. 5). Из графиков видно, что интеграция платформенного и кавказского глинистого материала в пропорции один к четырем вполне могла бы создать толщи осадков, идентичные среднемиоценовым.

Таким образом, мы приходим к выводу, что основная масса глинистых пород среднего миоцена Восточного Предкавказья была образована механическим переотложением более древних глин, кор выветривания и почвенных покровов Русской платформы и Кавказа.

Утвердив, однако, аллотигенную природу преобладающей части глинистых минералов в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья, нельзя не задать себе следующий вопрос: все ли глинистые компоненты являются продуктом механического переотложения и нет ли среди минералов глин новообразований, возникших в результате развития диагенетических процессов?

Здесь следует отметить, что после захоронения на дне палеоводоема, в процессе уплотнения и обезвоживания осадков, в ходе формирования сульфидных и карбонатных конкреций, линзообразных пластов мергелей и других диагенетических скоплений минералы глин, несомненно, также испытывали частичные преобразования; однако в целом эти изменения были незначительны. Наиболее определенно улавливаются два диагенетических процесса: новообразование хлорита и монтмориллонитизация.

Распределение хлорита (и каолинита) в породах изученного профиля хорошо видно при рассмотрении фиг. 2. Очевидно, что хлорит преобладает на западе, в разрезе р. Урух. Восточнее, в разрезе р. Суадаг-Дон, в серноводской свите чокрака, а также в нижней части сунженской свиты карагана хлорит вытесняется каолинитом; в результате в верхней

части среднемиоценового разреза преобладает хлорит, а в нижней — каолинит. Еще восточнее, в разрезе р. Фортанга, хлорит распространен в верхней части чокрака (серноводская свита), а также в верхней части карагана (манасская свита); в остальных частях разреза более развит каолинит. В следующем к востоку разрезе р. Малая Рошня хлорит повсеместно уступает каолиниту, концентрируясь только в верхней части манасской свиты карагана. В восточной части профиля, в разрезах рек Элистанжи, Ярыксу и Сулак, главным глинистым минералом в рассматриваемой группе является каолинит; примесь хлорита спорадически присутствует в основании махачкалинской, а также серноводской свиты чокрака и в подошве манасской свиты карагана. Итак, с запада на восток по профилю количество хлорита постепенно уменьшается, а каолинита — возрастает, хотя общее содержание этих минералов в разрезах остается примерно постоянным. Такая особенность в распространении хлорита хорошо увязывается с формами его нахождения: под микроскопом обычно видно, что в глинах основная масса хлорита представлена остроугольными обломками явно терригенного генезиса.

В предыдущем сообщении (Холодов и др., 1976) отмечалось, что распространение обломочного триоктаэдрического хлорита в разрезе р. Сулак хорошо совпадает с разрастанием Кавказского острова; можно предположить, что преобладание хлорита в западных разрезах изученного профиля также связано с поступлением этого минерала со стороны Главного Кавказа.

Существенные осложнения в эту довольно ясную картину внесло сравнительное изучение глинистых минералов внутри и за пределами карбонатных конкреций, предпринятое в разрезах рек Асса, Фортанга и Элистанжи. Исследование проводилось следующим образом. Из центральной части карбонатной конкреции, из ее периферической оболочки, а также из вмещающей глины отбирались пробы, которые затем обрабатывались в соляной кислоте; после получения фракции $<0,001$ мм органические примеси были разрушены пергидролем, а аморфные соединения железа удалены по методике Мира и Джексона (Mehra, Jackson, 1960). Подсчитанные по рентгенограммам соотношения глинистых минералов приведены в табл. 2. Содержание группы 7 Å минералов в сумме мало меняется при сравнении конкреций и вмещающих их глинистых пород. Однако на дифрактограммах (фиг. 6) хорошо видно, что при переходе от конкреции к вмещающей ее глине *всегда* соотношение между хлоритом и каолинитом меняется в пользу хлорита. Поскольку внутри конкреции обычно консервируются те соотношения между глинистыми минералами, которые имели место в начале *диагенетической* стадии, а вне конкреции соотношения минералов глин отражают уже постдиагенетический этап, легко прийти к выводу, что часть хлоритов образовывалась в иловую стадию, одновременно с формированием карбонатных конкреций.

В восточной части профиля (разрезы р. Фортанга — р. Сулак) широко распространен железомagneзиальный диоктаэдрический хлорит, значения базальных рефлексов которого от (004), как правило, колеблются в пределах 3,54—3,55 Å. В более западных частях профиля (разрез р. Урух, верхняя часть разреза р. Суадаг-Дон) в образцах фракции $<0,001$ мм фиксируется отражение со значением d/n 3,50—3,52 Å, что несколько уступает базальным рефлексам обычного хлорита. Видимо, появление этого отражения в указанных пределах обусловлено присутствием хлорита с повышенным содержанием октаэдрического Fe^{+3} или каолинитоподобного минерала — шамозита. Содержание этого компонента не превышает 10%, что в присутствии обычного хлорита, каолинита, а также других минералов не позволяет определить его природу более точно. Поэтому ниже мы будем условно называть фазу, обуславливающую появление отражения 3,50—3,52 Å, «железистым хлоритом».

Распределение глинистых минералов в карбонатных конкрециях и вмещающих их глинистых породах, %

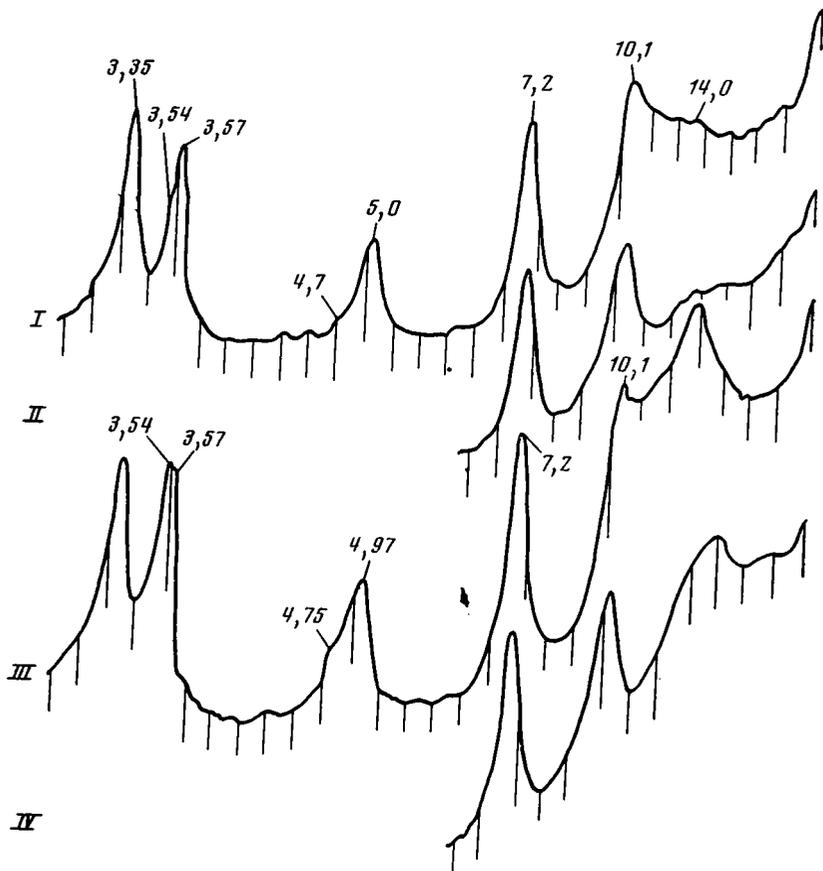
| Место взятия пробы | Р. Асса | | | | | |
|--|-----------------|-------------|-------------------------------|-----------------|-------------|-------------------------------|
| | 2023* | | | 2175 | | |
| | каолинит+хлорит | гидро-слюда | монтморилло-нитовый компонент | каолинит+хлорит | гидро-слюда | монтморилло-нитовый компонент |
| Ядро конкреции | 26,2 | 60,2 | 13,5 | 21,6 | 62,7 | 15,7 |
| Оторочка ядра конкреции | | Не опр. | | 22,4 | 44,9 | 32,7 |
| Вмещающая глина конкреционного прослоя | 18,7 | 55,5 | 25,7 | 19,9 | 52,1 | 27,9 |
| Вмещающая глина той же пачки | | Не опр. | | 23,4 | 54,0 | 22,5 |

| Место взятия пробы | Р. Фортанга | | | | | |
|--|-----------------|-------------|-------------------------------|-----------------|-------------|-------------------------------|
| | 5 | | | 9 | | |
| | каолинит+хлорит | гидро-слюда | монтморилло-нитовый компонент | каолинит+хлорит | гидро-слюда | монтморилло-нитовый компонент |
| Ядро конкреции | 9,5 | 51,2 | 39,9 | 16,1 | 51,6 | 32,3 |
| Оторочка ядра конкреции | | Не опр. | | 9,3 | 40,7 | 50,0 |
| Вмещающая глина конкреционного прослоя | 12,3 | 46,2 | 41,5 | 7,4 | 40,0 | 52,6 |
| Вмещающая глина той же пачки | | Не опр. | | | Не опр. | |

| Место взятия пробы | Р. Элистанжи | | | | | |
|--|-----------------|-------------|-------------------------------|-----------------|-------------|-------------------------------|
| | 2083 | | | 2035 | | |
| | каолинит+хлорит | гидро-слюда | монтморилло-нитовый компонент | каолинит+хлорит | гидро-слюда | монтморилло-нитовый компонент |
| Ядро конкреции | 10,5 | 56,1 | 33,3 | 27,9 | 61,5 | 10,4 |
| Оторочка ядра конкреции | | Не опр. | | | Не опр. | |
| Вмещающая глина конкреционного прослоя | 13,3 | 44,8 | 41,9 | 19,8 | 53,7 | 26,46 |
| Вмещающая глина той же пачки | 9,1 | 45,8 | 44,9 | 19,4 | 51,3 | 29,2 |

* Номер образца

С запада на восток по профилю намечается следующая последовательность преобладания группы 7 А минералов: железистый хлорит → железомagneзиальный хлорит → каолинит. Образование железистого хлорита в наиболее прибрежной части профиля хорошо согласуется с аутигенной диагенетической зональностью минералов в карбонатных конкрециях, а это обстоятельство является доводом в пользу его *диагенетической* природы. Нельзя не отметить, что образование железистого хлорита в морских илах среднемиоценового палеоводоёма в общем не отличается от многочисленных случаев формирования хлоритов в морской воде, описанных в работах Грима и Джонса (Grim, Johns, 1954),



Фиг. 6. Дифрактограммы фракции $<0,001\text{ мм}$ образцов глинистых пород района р. Асса

I — проба, выделенная из карбонатной конкреции; II — то же, в этиленгликоле; III — проба, выделенная из вмещающих глин; IV — то же, в этиленгликоле

Пауэрса (Powers, 1957), Пинсака и Меррея (Pinsak, Murray, 1960), Порренги (Porrenga, 1966) и других исследователей.

При анализе табл. 2 можно также заметить, что почти во всех изученных случаях в глинистых отложениях, вмещающих карбонатные конкреции, заметно возрастает содержание монтмориллонитового компонента. При этом количество монтмориллонитовой составляющей во вмещающих глинистых толщах иногда на 18—20% превышает его содержание в ядре конкреции. Формирование аутигенного монтмориллонита в диагенетическую стадию, возможно, связано с несколькими процессами, однако наиболее вероятным среди них является преобразование эффузивного материала под действием агрессивных иловых вод.

В предыдущей статье (Холодов и др., 1976₁) мы уже упоминали о том, что примесь вулканических стекол в ачкагыльских отложениях о. Челекен и Прибалханского района, согласно данным А. Л. Юревича и А. Л. Соколовой (1965), легко преобразуется в монтмориллонит; здесь следует также отметить, что в разрезах чокракско-караганских отложений рек Суадаг-Дон, Фортанга, Малая Рошня и др. при просмотре шлифов довольно часто отмечаются включения переотложенных эффузивов, которые также могли бы стать источником монтмориллонитового компонента. По-видимому, формирование карбонатных конкреций в диаге-

незе консервирует такую примесь эффузивного материала и препятствует его дальнейшей трансформации в монтмориллонит; вне тела карбонатной конкреции преобразование протекает более полно, и новообразованный монтмориллонитовый компонент здесь увеличивает процентное содержание этой же терригенной составляющей осадка.

ЛИТЕРАТУРА

- Алферов Б. А.* Беной (Северный Кавказ).— Изв. Геол. ком., 1926, т. XLV, № 5.
- Алферов Б. А.* Геологические исследования в центральной части Беноевского месторождения нефти.— Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 53.
- Андрусов Н. И.* Критические заметки о русском неогене.— Зап. Киевск. о-ва естествоиспыт., 1909, т. 21, вып. 1.
- Архангельский А. Д.* Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.— Л., Изд-во Сов. нефт. пром., 1929.
- Ботвинкина Л. Н.* Слоистость осадочных пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 59.
- Бутузова Г. Ю., Градусов Б. П., Ратеев М. А.* Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Вассоевич Н. Б.* К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного прогиба (Северо-Восточный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3.
- Вассоевич Н. Б.* Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного склона Кавказа.— В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР, Л., ГОНТИ, 1959.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А.* К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху.— В кн.: Геологический сборник № 1 (IV), ВНИГРИ. Л., Гостоптехиздат, 1951.
- Гаврилов Ю. О.* Некоторые аспекты диагенеза песчано-глинистых отложений Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ. 1977, № 3.
- Голубятников В. Д.* Средне- и верхнемиоценовые отложения Дагестана.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. 1. М.— Л., ГИГЛ, МГ СССР, 1947.
- Жижченко Б. П.* К изучению фаций 2-го средиземноморского яруса.— Сб.: Матер. по миоцену Северного Кавказа, I. Грозный, Изд-во Грознефть, 1937.
- Жижченко Б. П.* Средний миоцен. Стратиграфия СССР, 12. Неоген. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Ливеровская Е. В.* Палеоэкологическое изучение чокракских отложений Дагестана.— Тр. ВНИГРИ, геол. сб., 1(IV), М., Гостоптехиздат, 1951.
- Лопатин Г. В.* Наносы рек СССР (образование и перенос). М., Географиздат, 1952.
- Лубченко И. Ю., Белова И. В.* Миграция элементов в речных водах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Мерклин Р. Л.* Пластинчатожаберные спириалисовы глины, их среда и жизнь.— Тр. ПИН АН СССР, 1950, т. XXVIII.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Прокопов К. А.* Датыхский район.— Грозн. нефт. хоз-во, 1924, № 1—3.
- Руженцев В. Е.* Бенойско-Датыхский нефтеносный район.— Тр. НГРИ, 1932, сер. А, вып. 7. М.— Л., ГОНТИ.
- Страхов Н. М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I—II, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О.* О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярыксу.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. Ст. I. Распределение и вторичные преобразования глинистых минералов в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений Дагестана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.
- Холодов В. Н., Туровский Д. С., Градусов Б. П., Чижикова Н. П.* О вероятном составе взвесей, поступавших в миоценовые палеоводоемы юга СССР.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5.
- Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым.— Тр. Гос. н.-и. нефт. ин-та, 1929, вып. 4.
- Швецов М. С.* Геологическое строение западной оконечности Кабардинского хребта.— Тр. н.-и. нефт. ин-та, 1923, вып. 3.
- Эберзин А. Г.* Плиоценовые отложения западного Предкавказья.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Сев. Кавказ, т. I, М.— Л., ГИГЛ, 1947.

- Юревич А. Л., Соколова А. Л.* Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых туфов Прибалханского района Юго-Западной Туркмении.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Byscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea Sediments fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.— Yale Univ.— Dept. Geol. Geoch. Tech. Rept., 1964, v. 8.
- Grim R. E., Johns W. D.* Clay-mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico. Clays Clay Minerals, Proc. Natl. Conf., Clays Clay Minerals., 1954, No. 2.
- Lippman F., Savascin M.* Mineralogische Untersuchungen an Lösungsrückständen eines Württembergischen Keupergipsvorkommens.— Tschermak's mineral und Petrogr. Mitt., 1969, No. 13.
- Lucas J.* La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte. Geol. Als. et Lorraine, 1962, No. 20.
- Mehra O. P., Jackson M. L.* Iron oxide removal from soils and clays by dithionate-citrate system buffered with sodium bicarbonate, Clays and Clay minerals, Bull., 1960.
- Pinsak A. P., Murray H. H.* Regional clay-mineral patterns in the Gulf of Mexico, Clays Clay Minerals.— Proc. Natl. Conf. Clays Minerals 1960, No. 7.
- Porrenga D. H.* Clay mineral in recent sediments of the Niger delta. Clays Clay Minerals, 14, Nat. Conf. Pergamon Press, 1966.
- Powers M. C.* Adjustment of land-derived clays to the marine environment.— J. Sediment. Petrology, 1957, v. 27.
- Stoffers P., Müller G.* Clay mineralogy of Black Sea Sediments.— Sedimentology, 1972, v. 18.

ГИН АН СССР,
Почвенный институт,
Москва

Дата поступления
11.VIII.1976

УДК 553.64(470.23+474.2) : 553.252.1

О ФОСФАТАХ КАЛЬЦИЯ ИЗ ФОСФОРИТОВ НА СЕВЕРЕ СОВЕТСКОЙ ПРИБАЛТИКИ

В. З. БЛИСКОВСКИЙ, В. М. КОЛЕСНИКОВА, Т. С. КУЗЬМИНА

Приводятся химические, рентгеноструктурные, оптические и термогравиметрические данные о ракушечном апатитоподобном фосфате месторождений Кингисеппского и Маарду, а также о фосфате из галек, встречающихся в основании оболочевой толщи. Характерной чертой химического состава ракушечного фосфата является переменное содержание фтора. В образцах с явным недостатком этого элемента на термограммах обнаруживается дополнительный эффект, отвечающий удалению изоморфного с фтором гидроксилонана. Термогравиметрическими исследованиями установлено различие в структурном положении группы CO_3^{2-} в ракушечном и галечном фосфатах; из последнего при температуре 1000°C удаляется немногим более половины связанной углекислоты.

Ордовикские фосфориты Прибалтийского бассейна относятся к ракушечному типу (Соколов, 1974). Их руды представляют собой кварцевые пески или рыхлые песчаники со створками раковин плеченогих, в основном оболид, сложенных апатитоподобным фосфатом кальция. Способность строить раковину из кальциевого фосфата — характерная черта современных беззамковых брахиопод (Виноградов, 1937, 1944). Не подлежит сомнению, что химический состав ископаемых створок оболид и лингулид в известной мере отражает их прижизненный состав (Самойлов, 1923; Курман, 1955).

Естественно, что створки живых раковин заключали довольно значительное количество органического вещества. Сведенные А. П. Виноградовым (1937) данные различных исследователей свидетельствуют, что в сухих створках современных лингул около 40% органического вещества. Для современной *Lingula anatini* из Цейлона получена еще более высокая цифра — 52,1% (вес) (Виноградов, 1944). Это отвечает (с учетом различия по плотности) 60—70%-ному объемному содержанию органического вещества. Ископаемые же раковины практически нацело состоят из фосфата кальция; органического вещества в них обычно менее 0,2%.

Исследованиями морфологии фосфатных раковин Прибалтики (Орик, 1929) установлено, что захороненные створки, как правило, полностью сохраняют прижизненный облик: на поверхности раковин хорошо видны детали скульптуры, а в шлифах — следы кровеносных сосудов.

Таким образом, значительная часть фосфата ископаемых раковин месторождений Прибалтики является относительно поздним, скорее всего диагенетическим образованием и обязана метасоматическому замещению органического вещества раковин; на долю первичного биогенного фосфата, хотя и подвергшегося определенным изменениям, приходится немногим более одной трети общего количества фосфатного вещества. Соответственно в створках оболид месторождений Прибалтики (Маарду, Кингисеппского, Тоолсе и др.) чередуются микроскопические прослойки двух типов: 1) тонковолокнистый раскристаллизованный фос-

фат, первичный и 2) слабо раскристаллизованный фосфат, загрязненный микропримесями доломита, органического вещества, часто сульфидов, метасоматический.

Эти две морфолого-генетические разновидности заметно различаются по показателю преломления, а также, видимо, по другим свойствам и химическому составу. Разделить их из-за тонкого чередования (сотые доли миллиметра) не представляется возможным. По этой причине результаты химических, рентгеноструктурных и других анализов ракушечного фосфата руд характеризуют смесь указанных разновидностей.

Работами Г. И. Бушинского (1954, 1956), А. Р. Лоога (1962), А. И. Смирнова (Смирнов и др., 1958; Смирнов, 1972; Смирнов и др., 1974), М. А. Вейдерма и Р. Г. Кнубовец (1972) установлена фторкарбонатапатитовая природа фосфатного вещества фосфоритов Прибалтики. В фосфате главнейших месторождений бассейна (Кингисеппское, Маарду, Тоолсе) заключено обычно 2,0—3,5% CO_2 , в отдельных анализах эта цифра повышается до 4,0—4,7%.

Отмечается характерная особенность химического состава прибалтийских фторкарбонатапатитов: содержание фтора в них подвержено заметным колебаниям и часто далеко уступает необходимому по стехиометрии. Действительно, из семи образцов, анализы которых приводит А. Р. Лоог (1962), в пяти обнаружено лишь 2,72—2,86 % F (при 34,9—36,2% P_2O_5). В анализах А. И. Смирнова с сотрудниками (1974), Ю. Н. Занина (1975) и других авторов количество фтора в чистой ракушке 2,6—2,95%, изредка 1,8—2,0%. Случаи относительно высоких, близких к теоретическому, содержания фтора (3,5—3,6%) редки.

Недостаток фтора часто отмечается при анализах проб и образцов руды. Еще К. Джекоб с соавторами (Jacob et al., 1933) обнаружили, что отношение $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ в нескольких штуфах эстонских фосфоритов заметно ниже, чем в фосфоритах из других регионов: Теннесси, Скалистых гор, Русской платформы. То же на значительно большем материале показали впоследствии И. М. Курман (1955) и Б. М. Гиммельфарб (1965).

Судя по опубликованным результатам химических анализов, недостаток фтора присущ и генетически близким фосфатам ракушечников ордовика Сибирской платформы (Красильникова, Смирнов, 1955; Смирнов и др., 1958). А. И. Смирнов (1972) связал эту особенность с замещением части фтора в структуре фторкарбонатапатита гидроксильной группой; этот вывод хорошо подтверждается нашими термогравиметрическими исследованиями (Блисковский и др., 1975).

При выполнении настоящей работы исследованы четыре образца (из них три ракушечных) прибалтийских фосфатов месторождений Кингисеппского и Маарду. Химический состав приведен в табл. 1. Для сравнения в нее включены три анализа, опубликованные другими авторами, в том числе (№ 6) фосфатной ракушки из ордовика Сибири. В табл. 2 приведены показатели преломления и параметры кристаллической ячейки изученных минералов.

Термическое поведение кингисеппского ракушечного фосфата (табл. 1, ан. 1) ¹ показано на фигуре (а). До 239° ² из минерала удаляется адсорбционная вода (0,64%). Следующий прогиб кривой DTG соответствует потере 1,40% веса. Она включает органическое вещество (экзоэффект с пиком 383° и конституционную воду, находящуюся, видимо, в составе группы $\text{CO}_3\text{OH}^{3-}$, замещающей ион PO_4^{3-} (Борнеман-Старынкевич, Белов, 1940, 1953).

Напомним, что ранее в ракушечном фосфате нами наблюдалась еще одна фаза дегидратации — удаление конституционной воды II, отвечающей гидроксилу в позициях фтора. На дериватограмме (фигура, а) этой

¹ Термическое поведение образцов изучалось на дериватографе ОД-102 (Венгрия).

² Здесь и далее температура приведена в градусах Цельсия.

Таблица 1

Химический состав фторкарбонатапатитов, %

| Анализ. № | P ₂ O ₅ | CO ₂ | F | CaO | MgO | Fe ₂ O ₃ общ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O+Na ₂ O | SO ₃ | H ₂ O + орг. вещ.** | H ₂ O | Прочие | Сумма (—O=F) |
|--------------|-------------------------------|-----------------|------|-------|------|------------------------------------|--------------------------------|------------------------------------|-----------------|-----------------------------------|------------------|-----------------------------------|-----------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 1 | 36,80 | 3,34 (3,12)* | 3,35 | 49,84 | 0,40 | 1,45 | 0,38 | 0,28 | 0,50 | 2,04 | 0,57 | — | 97,55 |
| 2 | 35,70 | 2,59 (2,51) | 3,20 | 48,86 | 0,70 | 2,39 | 0,25 | 0,24 | 0,76 | | 0,78 | FeO 1,25 | 95,38 |
| 3 | 35,40 | (2,93) | 2,94 | 48,80 | 0,40 | 1,62 | 0,57 | | 0,50 | 1,96 | 0,80 | — | 94,69 |
| 4 | 35,30 | 3,20 (1,70) | 4,02 | 49,84 | 0,50 | 2,22 | | 1,08 | 0,75 | 1,46 | 0,70 | | 97,39 |
| 5 | 36,13 | 3,45 | 2,23 | 51,66 | | 5,43 | | | Сл. | | 0,61 | MnO 0,18 FeS ₂ 0,06 | 98,75 |
| 6 | 35,69 | 2,99 | 2,86 | 50,28 | 0,29 | 2,19 | 1,41 | | | | 3,46*** | MnO 0,38 C _{орг} 0,05 | 98,40 |
| 7 | 35,50 | 3,85 | 3,18 | 51,86 | 1,50 | 2,48 | 0,28 | 1,45 | 0,60 | | | 0,40*** | 99,77 |

* В скобках — определено термogrавиметрическим методом количество CO₂, удаляющееся до 1020—1050°.

** Определено термogrавиметрически.

*** SiO₂.

1—4. Наши данные: 1 — Кингисеппское месторождение, фосфатная ракушка; 2 — месторождение Маарду, фосфатная ракушка; 3 — фосфатный минерал из концентрата Кингисеппского комбината «Фосфорит» (фр. уд. веса +3,00 г/см³); 4 — Кингисеппское месторождение, фосфат из конкреции (фр. уд. веса +2,95 г/см³).

5. Кингисеппское месторождение, фосфатная ракушка (Смирнов, 1972).

6. Подкаменная Тунгуска (ордовик Сибирской платформы), фосфатная ракушка (Красильникова, Смирнов, 1955).

7. Кингисеппское месторождение, фосфат из конкреции (Смирнов и др., 1974).

реакции мы не видим; поведение данного образца при нагревании в общих чертах не отличается от фосфатов микрозернистых (пластовых) фосфоритов (Блисковский и др., 1975). С 680° начинается декарбонатизация фосфата и наиболее интенсивно проходит до 940°; к этой отметке теряется 2,60% CO₂. Затем процесс резко замедляется, кривая DTG вылаживается, к 1040° удаляется еще 0,52% CO₂ (всего 3,12%). Отчетливый перегиб кривой ДТА в точке 830° фиксирует перестройку решетки минерала — из фторкарбонатапатита во фторапатит.

Для маардуского фосфата (табл. 1, ан. 2) картина осложняется наличием примеси сульфида железа (фигура, б), которое в неясной еще

Т а б л и ц а 2

Оптические и рентгеноструктурные параметры изученных фторкарбонатапатитов

| Анализ, №* | Показатели преломления (±0,002) | Параметры элементарной ячейки, Å | |
|------------|--|----------------------------------|----------------|
| | | a ₀ | c ₀ |
| 1 | n _{ср} = 1,614—1,620 | 9,36 | 6,89 |
| 2 | n _{ср} = 1,607—1,612 | 9,34 | 6,89 |
| 3 | n _{ср} = 1,614—1,620 | 9,35 | 6,89 |
| 4 | n _o = 1,625 n _e = 1,615 | 9,34 | 6,90 |

* Номера анализов даны в соответствии с табл. 1.

минеральной форме (мельниковит?) присутствует в фосфатной ракушке многих прибалтийских месторождений (кроме Кингисеппского), обычно 1—3%.

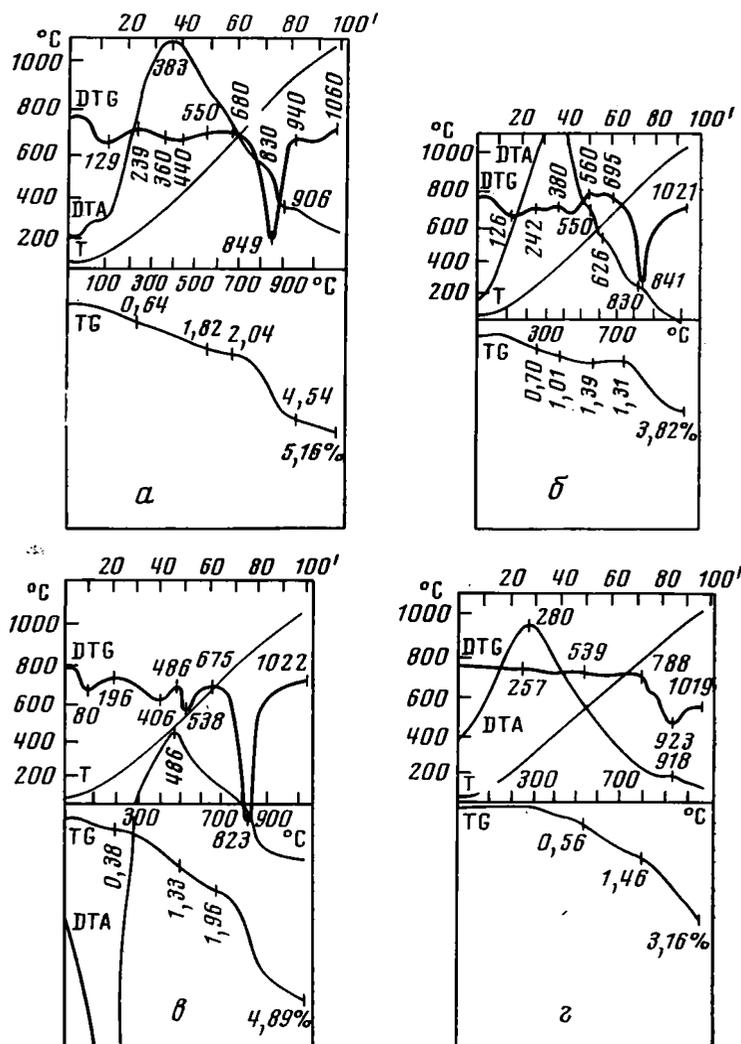
Усложненность термограммы эффектами фазовых изменений сульфидного минерала не позволила сделать это было сделано в предыдущем анализе) определить содержание H₂O_{обм} + C_{орг} как потерю веса до 650—680°. Тем более не обнаружена здесь и конституционная вода II, возможно, впрочем, из-за сравнительно высокого содержания фтора.

В фосфате из концентрата комбината «Фосфорит», содержащем 2,94% F (табл. 1, ан. 3), присутствие конституционной воды II отчетливо выражено на дериватограмме (фигура, в) прогибом кривой DTG в интервале 486—675° (с максимумом 538°). Количество этой воды, определенное по кривой TG, 0,63% (1,96—1,33%). Адсорбционной воды здесь 0,38% (50—196°), конституционной I в сумме с органическим веществом 0,95 (196—485°), CO₂ 2,93% (675—1022°).

Наличие во фторкарбонатапатитах конституционной воды (II), отвечающей замещению гидроксидом позиций фтора на шестерной оси кристалла, необязательно согласуется с недостатком фтора. В самом деле в материале белых фосфатных включений руд месторождения Сафага (АРЕ) присутствие конституционной воды (II) отчетливо проявляется в интервалах 520, 536—645, 657°; количество данной формы воды 0,42—0,54%. В этом образце найдено 4,18% F (Блисковский и др., 1975), что не покажется странным, если принять точку зрения И. Д. Борнеман-Старынкевич и Н. В. Белова (1940, 1953) о существовании групп CO₃F³⁻ (наряду с CO₃OH³⁻), замещающих PO₄³⁻ в карбонатапатитах.

Менее понятно, что конституционная вода (II) не проявляется на термограммах при содержании фтора 3,2—3,3%, хотя и эти цифры говорят о некотором недостатке F. Известно (Блисковский и др., 1975), что наличие изоморфного с фтором гидроксила есть характерная черта биогенного ракушнякового фосфата.

В обычных для гипергенеза условиях из всех апатитоподобных фосфатов кальция наиболее термодинамически устойчив франколит (фторкарбонатапатит) $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_{1-n}(\text{CO}_3\text{OH})_n\text{F}_2$ (Блисковский, 1976). Именно в него постепенно преобразуются фторгидроксильные апатиты в корках выветривания карбонатитов (Блисковский, Демина, 1973), а также



Дериватогаммы прибалтийских фторкарбонатапатитов (см. табл. 1), съемка в воздушных условиях

а — обр. 1, условия съемки: ДТА — 1/2, DTG — 1/3, TG = 50 мг, $t = 500$ мг; б — обр. 2, условия съемки те же; в — обр. 3, условия съемки: ДТА — 1/2; DTG — 1/3, TG = 20 мг, $t = 300$ мг; г — обр. 4, условия съемки: ДТА — 1/1,5, DTG = 1/3, TG = 20 мг, $t = 300$ мг

захороненные в осадочных толщах и на морском дне кости позвоночных, первично гидроксилкарбонатапатитового состава (Блох, Коченов, 1964; Блисковский и др., 1975). Бесспорно, подобное явление имело место и в данном случае: фосфат оболочек створок насыщался фтором в постседиментационных процессах: диа-, возможно, в эпигенезе. Метасоматический фосфат раковин, замещающий органическое вещество, по-видимому, сразу формировался как фторкарбонатапатит.

В минеральной части современных лингул А. П. Виноградов (1944) и Д. Мак-Коннелл (McCoppell, 1963) обнаружили необычайно высокое количество фтора: 1,91 и 2,44%. Содержание P_2O_5 в золе створок, по данным А. П. Виноградова (1944), 35—43%. При наличии нескольких процентов CO_2 линий карбонатов на дебаеграмме нет. Следовательно, у современных лингул даже живая раковина имеет фторгидроксилкарбонатапатитовую природу. Вполне вероятно, что и у древних беззамковых брахиопод исходный материал раковины был фторгидроксилкарбонатапатитом. Это не изменило принципиально характера последующей флюоризации, разве что уменьшило колебания содержания F в прибалтийских рудах.

На Кингисеппском и некоторых других месторождениях бассейна встречается также крупные (до 200 мм в поперечнике) уплощенной формы гальки, представляющие собой окатанные конкреции песчанистого фосфорита. Они состоят из кварцевых зерен, сцементированных кристификационным радиально-лучистым высокодвупреломляющим фосфатом. По мнению И. М. Курмана (1955), эти гальки связаны с размывом кембрийских отложений. Что же касается генетической природы фосфата, то она пока неясна. А. Р. Лоог (1962) нашел, что фосфат галек в сравнении с ракушняковым содержит большее количество CO_2 . Однако, судя по анализам И. М. Курмана (1955) и А. И. Смирнова с соавторами (1974), эта разница не особенно велика; вообще по химическому составу фосфат галек очень сходен с фтористыми разновидностями створок оболит (см. табл. 1) и должен быть отнесен к франколиту.

Зато необычным оказывается термическое поведение галечникового фосфата (фигура, 2). Характерно прежде всего отсутствие адсорбционной воды, на конституционную воду с органическим веществом приходится 1,46%. Декарбонатизация начинается с 788°, но далеко не заканчивается и при 1019°; к этому моменту удаляется всего 53 отн.% CO_2 (1,70 абс.% из 3,20, определенных химически). Этот факт несомненно указывает на особое положение группы CO_3^{2-} в структуре данного минерала.

Мы уже отмечали (Блисковский и др., 1975), что внутри группы франколита, выделяемой по химическому составу, могут наблюдаться некоторые структурные различия между разновидностями минералов. Создается впечатление, что в галечниковом фосфате Прибалтики структурное своеобразие выражено достаточно резко. Однако мы пока не располагаем данными, позволяющими связать его с конкретной кристаллохимической позицией каких-либо групп ионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Блисковский В. З. О курските и франколите.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3.
Блисковский В. З., Демина Л. С. Апатит и франколит из Кавдорского массива. Ин-форм. бюл. Промышл. горно-хим. сырья (техн. и эконом. инф.), 1973, № 4.
Блисковский В. З., Батулин Г. Н., Кузьмина Т. С. О фосфатном веществе некоторых фосфоритов со дна океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3.
Блисковский В. З., Фридман Н. Г., Кузьмина Т. С., Козлова Р. А. Термографическое исследование фосфатного вещества фосфоритов.— В кн.: Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 30. М., Госхимиздат, 1975.
Блох А. М., Коченов А. В. Элементы примеси в костном фосфате ископаемых рыб. М., «Недра», 1964.
Борнеман-Старынкевич И. Д., Белов Н. В. Об изоморфных замещениях в карбонатапатите.— Докл. АН СССР, 1940, т. 26, № 8.
Борнеман-Старынкевич И. Д., Белов Н. В. О карбонатапатитах — Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 1.
Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1.
Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов.— В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Вейдерма М. А., Кнубовец Р. Г.* Исследование фосфатного вещества оболочек фосфоритов методом инфракрасной спектроскопии.— Изв. АН ЭстССР. Сер. хим., геол., 1972, т. 21, № 1.
- Виноградов А. П.* Химический элементарный состав организмов моря, ч. II, III.— Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, т. IV, 1937, т. IV, 1944.
- Гиммельфарб Б. М.* Закономерности размещения фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
- Занин Ю. Н.* Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И.* Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы.— Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 2, 1955.
- Курман И. М.* Об условиях образования фосфоритоносных оболочек песчаников Ленинградской области.— В кн.: Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-химическ. сырья, вып. 2, 1955.
- Лоог А. Р.* О фосфатном материале оболочек фосфоритов. Изв. АН ЭстССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1962, т. II, № 3.
- Самойлов Я. В.* Месторождения фосфоритов Эстонии. Тр. НИУ, вып. 11, 1923.
- Смирнов А. И.* Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., «Недра», 1972.
- Смирнов А. И., Иванцкая Р. Б., Плотникова В. И., Фридман Н. Г.* О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритных руд.— Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-химического сырья, вып. 4, 1958.
- Смирнов А. И., Буробина Т. Я., Журавлева Э. К. и др.* К вопросу о минералогии ракушечных фосфоритных руд Прибалтийского бассейна.— Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-химического сырья, вып. 26, 1974.
- Соколов А. С.* Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Jacob K., Hill W., Marshall H., Reynolds D.* The composition and distribution of phosphate rock with special reference to the United States. U. S. Dept. Agriculture, Techn. Bull., 1933, N 364.
- McConnell D.* Inorganic constituents in the shell of the living brachiopod *Linquia*.— Geol. Soc. of Amer. Bull., 1963, v. 74, N 3.
- Orik A.* Der estlandische Obolenphosphorit. Revel, 1929.

ГИГХС,
Люберцы

Дата поступления
5.1.1976

УДК 553.32(517.3)

АРАСАНСКОЕ МАРГАНЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В МНР

А. В. ИЛЬИН

В результате работ Советско-Монгольской экспедиции охарактеризовано геологическое строение Арасанского месторождения, состав и строение продуктивной серии, ее латеральные изменения, в частности тесные связи с фосфоритами. Выделяются два типа руд: первичные — карбонатные (карбонатно-окисные) и вторичные — окисные. Залежи марганцевых руд тяготеют к регрессивной части разреза продуктивной серии. На этом же уровне находятся обломочные фосфориты. Главная масса фосфора заключена в хемогенных фосфоритах, приуроченных к трансгрессивной части разреза той же серии соседнего Хубсугульского месторождения. Марганцевые руды возникли в результате разрушения и переотложения различных марганцевистых пород низов продуктивной серии.

Арасанское марганцевое месторождение находится на севере МНР в Хубсугульском аймаке, вблизи границы с СССР. В первые послевоенные годы оно было показано местными жителями Н. Л. Кудрявцевой, проводившей мелкомасштабное геологическое картирование Западного Прихубсугулья. Затем, при среднемасштабных работах, месторождение посещалось С. А. Киселевым. Данные о месторождении, содержащиеся в отчетах Н. Л. Кудрявцевой и С. А. Киселева, ограничиваются указанием на то, что в бассейнах рек Арасан и Сайхан-Гол среди кембрийских известняков имеются линзообразные залежи марганцевых руд мощностью до 10 м, протяженностью около 1 км. Состав руд характеризуется несколькими анализами в отчете Н. Л. Кудрявцевой, согласно которым руды содержат до 30% окиси марганца и примерно такое же количество окиси железа и глинозема.

Детальные геологические исследования Западного Прихубсугулья были стимулированы находками фосфоритов и открытием Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, приуроченного к одноименному вендско-кембрийскому прогибу (Зайцев, Ильин, 1970). Эти исследования проводились в 1968—1975 гг. геологами Советско-Монгольской экспедиции (СМЭ) и других организаций.

Помимо Арасанского месторождения на обширной территории Хубсугульского прогиба установлены другие проявления однотипного марганцевого оруденения. В северной части прогиба марганцевое оруденение обнаружено на территории СССР в Боксон-Сархойском районе, а также на Южно-Ухагольском фосфоритовом месторождении в МНР. В южной части прогиба П. В. Осокину удалось найти марганцевые руды западнее г. Хадхал, у южной оконечности оз. Хубсугул. Подобные руды имеются также у оз. Эрхил-Нур.

Все проявления марганцевого оруденения локализованы в карбонатных породах хубсугульской серии. В тех участках, где проводились детальные работы, было установлено, что марганцевые руды залегают среди нижних горизонтов хубсугульской серии, относящихся либо к венду, либо к низам кембрия.

Арасанское месторождение занимает площадь около 50 км² в бассейне верховьев р. Арасан. Оно расположено в двух принципиально отличных геоморфологических зонах — выровненной на западе и резко расчлененной на востоке. Первая зона представляет собой реликтовую древнюю выровненную (гольцовую) поверхность, приподнятую на высоту около 2400 м над уровнем моря. Вторая зона тяготеет к хребту альпийского типа высотой 3000—3100 м, увенчанному скалистыми пирамидальными вершинами и расчлененному узкими глубокими ущельями.

Тектоническая позиция Арасанского марганцевого и соседнего Хубсугульского фосфоритового месторождений определяется приуроченностью их к восточному крылу Хубсугульского синклинория. Это крыло в районе месторождений осложнено несколькими складками более высоких порядков. Выделяются по крайней мере четыре таких складки — Арасанская и Монголинская антиклинали, Хэсэнская и Сайханская синклинали.

Залежи марганцевых руд локализованы в основном по северо-западному крылу и северо-восточному погружению Арасанской антиклинали, в то время как главнейшие фосфоритоносные участки лежат на крыльях Хэсэнской синклинали. Но проявления марганцевого оруденения иногда встречаются вместе с фосфоритами и по крыльям Хэсэнской синклинали, а фосфориты в свою очередь могут находиться в одних разрезах с марганцевыми рудами в Арасанской складке. Таким образом, оба названные месторождения, перекрывая друг друга, образуют единый район. Геологическое строение его изображено на фиг. 1.

Детальными работами СМЭ установлено, что в рассматриваемом районе имеется характерная *продуктивная серия*. Она приурочена к низам карбонатного (хубсугульского) вендско-кембрийского комплекса и отделена от его основания, т. е. от кровли терригенной дархатской серии, доломитами и кремнистыми доломитами мощностью 200—400 м.

В продуктивной серии, мощность которой 200 м, заключены марганцевые руды и фосфориты, пространственно отделенные друг от друга и лишь изредка встречающиеся совместно.

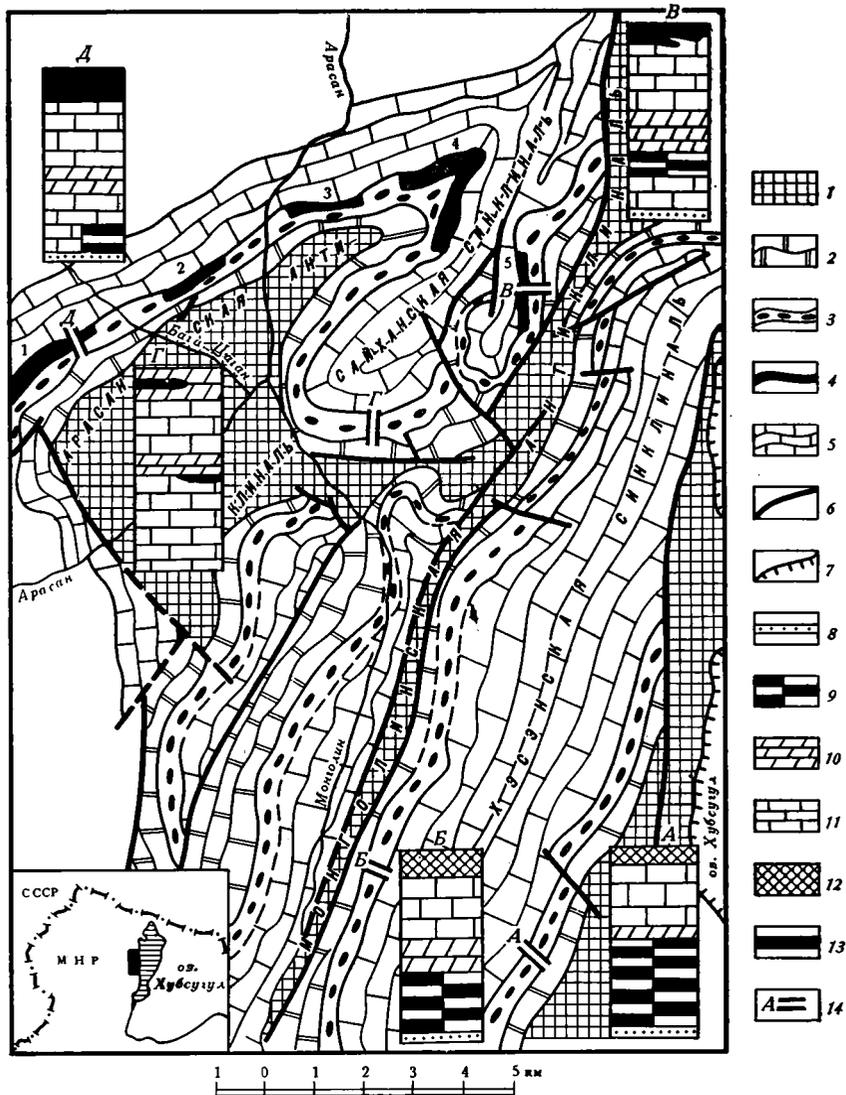
В разрезе продуктивной серии обычно выделяют пять пачек (снизу вверх): 1) терригенная «подфосфатная», 2) нижняя или главная фосфоритоносная с крупными залежами богатых хемогенных фосфоритов, 3) черных кремней, 4) известняков и доломитов, 5) верхняя продуктивная, к которой приурочены марганцевые руды и обломочные бедные фосфориты.

Основную роль в составе продуктивной серии, как и во всей хубсугульской серии, играют карбонатные породы. Каждая из пачек продуктивной серии фациально изменчива и в направлении с востока на запад замещается карбонатными породами, так что вся продуктивная серия к западу постепенно замещается монотонными карбонатными отложениями, выполняющими центральную часть Хубсугульского прогиба.

Наиболее выдержанным элементом продуктивной серии являются черные кремни. Они служат маркирующим горизонтом при корреляции разрезов.

Характерные разрезы продуктивной серии изображены на врезках к фиг. 1. Выделяются два основных типа разреза — восточный, характерный для Хэсэнской синклинали, и западный, развитый в пределах Арасанской антиклинали.

По крыльям линейно-вытянутой Хэсэнской синклинали продуктивная серия построена по одному плану (фиг. 1, врезки А, Б). Разрез ее характеризуется значительными мощностями и высокой продуктивностью нижней (главной) фосфоритоносной пачки, присутствием четко выраженной, хотя местами и выклинивающейся, верхней фосфоритоносной пачки. Марганцевых руд здесь нет, но имеются марганцевистые породы двух типов: а) доломиты и карбонатные алевролиты, содержащие до



Фиг. 1. Схематизированная геологическая карта района Арасанского марганцевого и Хубсугульского фосфоритового месторождений

1 — дархатская серия — песчаники, алевролиты; 2—5 — хубсугульская серия: 2 — доломиты и кремнистые доломиты, 3 — продуктивная серия, 4 — залежи марганцевых руд и номер залежи, 5 — известняки; 6 — разломы; 7 — береговая линия оз. Хубсугул

На врезках — разрезах продуктивной серии показаны пакки: 8 — терригенная «подфосфатная»; 9 — нижняя (главная) фосфоритоносная — хемогенные фосфориты; 10 — черные кремней; 11 — известняков и доломитов; 12 — верхняя продуктивная с марганцевыми рудами и обломочными фосфоритами; 13 — марганцевые руды; 14 — местоположение разреза

1,5% MnO в терригенной пакке, б) фосфориты главной пакки, среди которых спорадически наблюдаются разности, содержащие до 1% MnO.

В разрезах второго типа (фиг. 1, Д) главная фосфоритоносная пакка в большинстве случаев отсутствует. Лишь изредка, как, например, на правом берегу р. Бага-Цаган, встречаются маломощные фосфоритовые пласты. Выклинивается здесь и терригенная пакка. Сохраняются черные кремни, выше которых следуют известняки и доломиты, а затем

верхняя продуктивная пачка, к которой приурочены залежи марганцевых руд.

Таким образом, марганцевые руды находятся в составе верхней продуктивной пачки, локализуясь в северо-западной части района, на Арасанском месторождении. На востоке и юго-востоке в пределах Хубсугульского фосфоритового месторождения на этом же уровне располагаются обломочные фосфориты.

Верхняя пачка, содержащая марганцевые руды, прослежена вокруг Арасанской антиклинали на расстояние около 15 км. Установлено, что рудные участки по простиранию чередуются с безрудными. Последние сложены красноватыми, бурыми и желтоватыми кремнями характерного конгломератового облика. Безрудные участки довольно резко сменяются рудными. Протяженность тех и других меняется от первых сотен метров до 1,5—2 км. Длина наиболее протяженной рудной залежи, описывающей северо-восточное замыкание Арасанской антиклинали (фиг. 1, залежь 4), около 3 км. Мощность рудных залежей 10—15 м. В одних случаях руды слагают продуктивную пачку на всю мощность (залежь 4), в других нижняя часть пачки остается безрудной (залежь 1).

Рассмотрим строение двух наиболее крупных скоплений руд. Залежь 1 (правобережье Бага-Цаган) при мощности около 15 м и протяженности около 1,5 км состоит из двух горизонтов: красно-бурых ясно слоистых марганцевых руд — верхнего (7 м) и нижнего (5 м), разделенных вишнево-красными марганцовистыми аллитами. По лежачему боку продуктивная пачка резко граничит с белыми доломитами, по висячему — перекрыта пачкой доломитов, пропитанных окислами железа. Ширина выходов кирпично-красных доломитов непостоянна и максимальна в гольцовой зоне. Аналогичная полоса ожелезненных доломитов сопровождает залежь 3. Доломиты, перекрывающие продуктивную пачку, местами содержат зерна глауконита, очень тонкую вкрапленность пирита, а возможно, — галенита и сфалерита (первичные сульфидные минералы целиком замещены гидроокислами железа). Залежь 4 более однородна. На всю мощность (не менее 10 м) она сложена марганцевыми рудами, контакты по лежачему и висячему боку очень резкие. В доломитах, подстилающих и перекрывающих продуктивную пачку, не обнаруживается каких-либо следов взаимодействия с этой пачкой, в частности, здесь нет зон ожелезнения.

Среди руд Арасанского месторождения макроскопически выделяются две разновидности: 1) кристаллические, плотные буровато-коричневые тяжелые и 2) землистые пористые черные, более легкие. Лабораторные исследования показывают, что первая разновидность относится к карбонатным и карбонатно-окисным, вторая — к окисным рудам.

Минералогический состав руд первой разновидности определяется присутствием родохрозита и реже ферродохрозита, а также манганита и браунита (таблица, № 1—4). В рудах второй разновидности карбонатов марганца нет, а среди минералов окисной группы помимо браунита и манганита появляются пиролюзит и псиломелан (таблица, № 7, 9). В наиболее окисленных разностях марганцевые минералы представлены пиролюзитом и псиломеланом (таблица, № 10, 12).

Обе разновидности руд чередуются друг с другом по простиранию без какой-либо закономерности. Замечено лишь, что та или иная залежь состоит целиком либо из окисных, либо из карбонатно-окисных руд. Залежей, содержащих обе разновидности, нет. Однако если принять во внимание геоморфологические факторы, то в размещении руд обеих разновидностей выступает вполне очевидная закономерность (фиг. 2).

Залежь 4 (восточная часть района) обнажается на крутом скалистом разрушающемся склоне с типичным юным альпийским рельефом. Залежи 1 и 2 наблюдаются преимущественно в развалах в условиях гольцового рельефа водоразделов, представляющих собой древнюю вы-

Химический состав марганцевых руд и мар-

| № пп. | № пробы | № залежи (по фиг. 1) | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO ₂ | MnO |
|---------------------------------|---------|----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------|------------------|-------|
| Карбонатно- | | | | | | | | | |
| 1 | 43/2 | 4 | 5,42 | 0,28 | 4,54 | 10,08 | 0,67 | 1,85 | 42,27 |
| 2 | 43/3 | 4 | 2,12 | 0,18 | 2,00 | 6,10 | 0,81 | 10,66 | 47,10 |
| 3 | 43/4 | 4 | 5,80 | 0,18 | 4,80 | 7,80 | 0,77 | 6,25 | 49,52 |
| 4 | 49,6 | 5 | 10,28 | 0,19 | 3,82 | 8,00 | 5,12 | Не обн. | 10,68 |
| 5 | 415/2 | 2 | 14,40 | 0,05 | 10,53 | 30,20 | Не опр. | Не опр. | 20,4 |
| 6 | 415/4 | 2 | 11,20 | 0,13 | 13,85 | 21,40 | » | » | 29,3 |
| Окисные | | | | | | | | | |
| 7 | 44/2 | 3 | 12,00 | 0,52 | 5,60 | 9,00 | 0,40 | 27,55 | 29,66 |
| 8 | 48/5 | 5 | 44,92 | 0,02 | 0,37 | 2,41 | 1,22 | 2,54 | 30,94 |
| 9 | 208/10 | 1 | 10,40 | 0,29 | 7,23 | 23,56 | 0,65 | 15,32 | 30,78 |
| 10 | 214/6 | 1 | 9,90 | 0,16 | 11,00 | 13,85 | Не опр. | 57,31 | 2,17 |
| 11 | 410/2 | 2 | 9,10 | 0,16 | 10,92 | 18,30 | » | 52,11 | 0,13 |
| 12 | 410/8 | 2 | 21,60 | 0,10 | 5,30 | 18,50 | » | 43,1 | 1,17 |
| 13 | 210/2 | 1 | 7,50 | 1,00 | 8,05 | 53,35 | » | Не опр. | 15,3 |
| 14 | 410/4 | 2 | 8,60 | 0,13 | 6,37 | 20,47 | » | 54,91 | 3,07 |
| 15 | 410/11 | 2 | 30,80 | 0,28 | 20,93 | 21,60 | » | Не опр. | 7,50 |
| 16 | 405/2 | 2 | 29,90 | 1,35 | 27,91 | 22,36 | » | » | 5,82 |
| 17 | 410/7 | 2 | 30,00 | 0,37 | 23,21 | 22,62 | » | » | 7,48 |
| Марганцевистые породы терриген- | | | | | | | | | |
| 18 | K-10/10 | | 7,82 | 0,10 | 1,62 | 1,81 | Не опр. | Не опр. | 1,55 |
| 19 | K-10/11 | | 47,40 | 0,50 | 8,16 | 6,28 | » | » | 1,26 |

ровненную поверхность, а залежь 3 лежит в днище долины р. Сайхан-Гол, также принадлежащей древнему рельефу. Выровненная, или гольцовая, поверхность в большинстве случаев бронирована потоками неогеновых базальтов, предохраняющими ее от разрушения. В подошве базальтовых потоков иногда встречаются хорошо окатанные кварцевые гальки, которые, вероятно, относятся к древним покровным галечникам, некогда выстилавшим выровненную поверхность. Эту поверхность можно проследить далеко за пределы месторождения в соседние регионы — Туву, Восточный Саян, Хамар-Дабан. В противоположность плоским гольцам и широким долинам, составляющим выровненную поверхность, альпийский хребет восточной части месторождения увенчан скалистыми непроходимыми вершинами, расчленен узкими ущельями с каменистыми склонами, покрытыми осыпями.

Известно, что формирование выровненной поверхности в Центральном-Азиатском регионе было длительным процессом, охватившим мезозой и начало кайнозой. Рудные залежи, наблюдающиеся ныне на выровненной поверхности, вероятно, были подвержены длительному и достаточно интенсивному химическому выветриванию, в то время как залежи, встречающиеся в условиях альпийского рельефа, испытали только скоротечное физическое разрушение.

В силу различий геоморфологических особенностей локализации рудных залежей можно полагать, что состав руд в условиях юного альпийского рельефа отвечает первичному исходному составу, т. е. первичными являются карбонатные и карбонатно-окисные руды. Руды в залежах, встреченных в пределах выровненной поверхности, из-за длительного воздействия процессов химического выветривания полностью перешли во вторичные, окисные.

Наиболее ошутимо различие между рудами двух разновидностей в химическом составе. Оно сказывается в балансе углекислоты, достига-

ганцовистых пород Арасанского месторождения

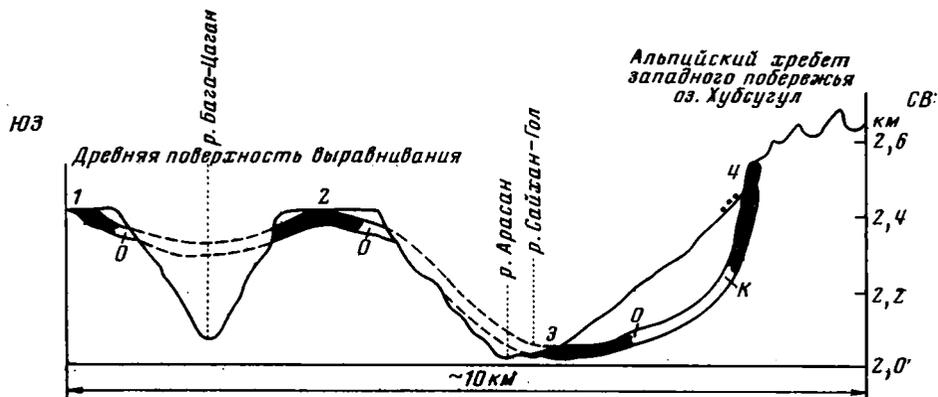
| CaO | MgO | CO ₂ | K ₂ O | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O _{крис.} | H ₂ O | Сумма | Mn _{общ.} |
|--------------------------|-------|-----------------|------------------|-------------------|-------------------------------|-----------------------------------|------------------|--------|--------------------|
| окисные руды | | | | | | | | | |
| 8,10 | 1,10 | 18,70 | 0,34 | 0,03 | 3,40 | 2,30 | 0,30 | 101,2 | 33,80 |
| 5,56 | 0,96 | 20,36 | 0,05 | 0,04 | 2,30 | 1,60 | 0,62 | 100,5 | 43,20 |
| 3,75 | 0,69 | 14,93 | 0,06 | 0,04 | 1,85 | 2,90 | 0,36 | 100,6 | 42,33 |
| 21,40 | 11,55 | 25,82 | 0,08 | 0,09 | 1,08 | 2,73 | 0,45 | 100,5 | 8,28 |
| 3,44 | 2,31 | 10,21 | 0,21 | 0,41 | 1,90 | 5,01 | 0,52 | 99,57 | 16,11 |
| 2,66 | 2,62 | 10,01 | 0,20 | 0,11 | 0,77 | 4,59 | 0,45 | 97,26 | 23,65 |
| руды | | | | | | | | | |
| 5,60 | 1,80 | 3,41 | 1,00 | 0,06 | 1,83 | 1,60 | 0,35 | 100,4 | 40,36 |
| 8,47 | 1,65 | 1,20 | 0,08 | 2,76 | 0,34 | 2,32 | 0,62 | 100,8 | 25,39 |
| 3,92 | 1,67 | 1,01 | 0,4 | 0,08 | 1,90 | 3,11 | 0,24 | 99,3 | 33,60 |
| 2,66 | 0,21 | 1,40 | 1,30 | 2,28 | 0,26 | 2,02 | 0,70 | 99,97 | 41,11 |
| 1,90 | 1,45 | 1,20 | 0,56 | 1,73 | 1,28 | 1,10 | 1,01 | 101,17 | 37,08 |
| 2,00 | 0,50 | 0,60 | 0,88 | 2,97 | 0,24 | 1,80 | 0,22 | 99,19 | 32,72 |
| 3,33 | 2,87 | 0,8 | 0,04 | 0,06 | 2,00 | 3,85 | 0,95 | 99,00 | 12,3 |
| 3,10 | 0,96 | 1,00 | 0,31 | 1,16 | 1,17 | 0,27 | 0,13 | 101,83 | |
| 0,67 | 1,43 | 0,21 | 4,05 | 2,85 | 0,46 | 4,02 | 0,50 | | 6,1 |
| 2,17 | 1,43 | не опр. | не опр. | не опр. | не опр. | 3,39 | | | 4,6 |
| 0,67 | 1,11 | 0,21 | 3,10 | 4,00 | 0,25 | 4,02 | 0,70 | | 6,1 |
| ной «подфосфатной» пачки | | | | | | | | | |
| 28,69 | 16,94 | 39,20 | 0,68 | 0,06 | 0,02 | 1,74 | — | 100,14 | |
| 10,45 | 7,10 | 12,50 | 2,36 | 0,09 | 0,17 | 3,66 | — | 99,93 | |

ющей 15—25% в первой разновидности (таблица, № 1—4) и падающей до 1% во второй (таблица, № 8—13). Резкое преобладание в карбонатных рудах двухвалентного марганца над четырехвалентным сменяется обратными соотношениями в окисных. Весьма резко противостоят обе разновидности по содержанию щелочей. В первичных (карбонатных) рудах содержание калия и натрия (сумма K₂O+Na₂O) не превышает сотых долей процента. Во вторичных (окисных) оно повышается до 5—7%. В обогащенных щелочами окисных рудах натрия заметно преобладает над калием.

Следующим компонентом, по которому можно сравнить руды, является железо. Двухвалентное железо в карбонатных рудах, как правило, отсутствует и, таким образом, они отвечают «чисто» родохрозитовым разностям. Феррородохрозитовые руды редки. Но в карбонатных рудах содержится до 10% Fe₂O₃, очевидно в виде примеси гематита. В окисных рудах содержание Fe₂O₃ увеличивается до 20—30%, т. е. окисление карбонатных руд сопровождается привнесом железа.

Ожелезнены также доломиты, вмещающие продуктивную пачку. В гольцовой зоне и в днищах долин кроющие доломиты представлены кирпично-красными ожелезненными разностями. Ширина зоны ожелезненных доломитов местами достигает 30—40 м. Именно по развалам красных доломитов на гольцах легче всего обнаруживается продуктивная пачка. Наоборот, в альпийской зоне те же доломиты не несут никаких следов ожелезнения. Подобные изменения вмещающих пород лишней раз убеждают в том, что продуктивная пачка в условиях выровненного рельефа претерпевает значительные изменения.

Окисные руды обогащены также кремнекислотой. В карбонатных рудах количество кремнекислоты небольшое, вся она связана в составе глинистой примеси. В окисных же рудах отношение кремнезема к глинозему бывает как угодно большим, что можно объяснить лишь окрем-



Фиг. 2. Схема выходов марганценовой пачки в различных геоморфологических зонах. Черным показаны залежи марганцевых руд: О — окисных, К — карбонатных и карбонатно-окисных; номера залежей те же, что и на фиг. 1

нением первичных существенно карбонатных руд. Таким образом, окисление руд сопровождается обогащением их щелочами, кремнеземом, железом и выносом углекислоты.

Особенно интересно поведение фосфора. Обе разновидности марганцевых руд являются высоко фосфористыми. Этого и следовало ожидать, поскольку они заключены в составе фосфоритоносной серии.

Карбонатно-окисные руды необычно богаты фосфатом, содержание которого в рудах залежи 4 достигает 8% (3,4% P_2O_5). Диагностировать в марганцевых рудах фосфатные выделения весьма трудно, так как они густо пигментированы органическим веществом и под микроскопом не отличаются от минералов марганца. Фосфат образует мелкие зерна, близкие по форме и размерам к зернам или пеллетам фосфоритов.

В окисных рудах содержание фосфорного ангидрида падает до 1% (среднее значение по 25 анализам), из чего можно сделать вывод о мобильности фосфора и о выносе значительной части его в процессе окисления руд.

Пытаясь представить условия образования марганцевых руд Арасанского месторождения, следует ориентироваться прежде всего на то обстоятельство, что они приурочены к верхней пачке продуктивной серии и сменяются в восточной части месторождения обломочными фосфоритами, об условиях возникновения которых можно судить достаточно определенно, исходя из строения разреза продуктивной серии.

По крыльям Хэсэнской синклинали разрез имеет отчетливо симметричное строение относительно какого-то уровня, приходящегося на его середину. Начинается разрез с базальных конгломератов, переходящих выше в песчаники и алевролиты. Далее следуют фосфориты нижней пачки, формировавшиеся также в прибрежных условиях, затем — доломиты и известняки и, наконец, черные кремни. Для Хубсугульского прогиба установлено, что такая последовательность отвечает развитию морской трансгрессии, максимум которой фиксируется горизонтом черных кремней (Ильин, 1973). Выше этого горизонта последовательность слоев повторяется в обратном порядке, и в кровле пачки появляются песчаники, гравелиты, конгломераты верхней продуктивной пачки, которые, очевидно, маркируют максимум регрессии.

Таким образом, продуктивная серия охватывает полный цикл седиментации. Верхняя продуктивная пачка образовалась в результате разрушения в субаквальных или субаэральных условиях нижней главной фосфоритоносной пачки. Это заключение следует не только из строения разреза, но и из того факта, что фосфатное вещество обломочных фос-

форитов верхней пачки является продуктом разрушения и переотложения фосфоритов нижней пачки (Ильин и др., 1975).

Повышенные либо высокие концентрации марганца имеются как в нижней (трансгрессивной), так и в верхней (регрессивной) частях разреза. В первом случае это марганцовистые доломиты и алевролиты «подфосфатной» пачки (таблица, № 18, 19), а во втором — марганцевые руды. Отсюда можно полагать, что марганцевые руды Арасанского месторождения сформировались в результате разрушения и переотложения каких-то пород, значительно обогащенных марганцем. В качестве подобных пород логично считать марганцовистые доломиты, мергели и алевролиты терригенной «подфосфатной» пачки, с которых начинается продуктивная серия.

Вероятность формирования марганцевых руд в процессе разрушения и переотложения нижних горизонтов продуктивной серии, включающих также кремни, подтверждается и тем, что рудные залежи, как это неоднократно наблюдалось, по простиранию сменяются конгломератовидными кремнями, состоящими из галек кремней и кремнистого цемента. Кроме того, в марганцевых рудах часто отмечается обильная терригенная примесь, представленная тонкими кварцевыми песчинками.

Повышенные и высокие концентрации марганца в нижней части продуктивной серии, несущей основные скопления фосфоритов, установлены также в Южно-Ухагольском фосфоритовом месторождении. П. В. Осокин, детально изучавший это месторождение в 1974 г., сообщает, что маломощные (0,3—1,0 м) линзовидные скопления марганцевых руд, содержащих от 15 до 60% MnO , имеются в главной (нижней) фосфоритоносной пачке. На Южно-Ухагольском месторождении прослежены аналоги марганцовистых пород подфосфатной пачки Хубсугульского месторождения. Таковыми являются черные фосфатсодержащие доломиты, в которых установлено от 1,5 до 3,5% MnO . Как марганцевые руды, так и марганцовистые доломиты южного Уха-Гола приурочены к нижней трансгрессивной части продуктивной серии. Здесь также представлена и верхняя регрессивная часть разреза с пластами фосфатных песчаников. Марганцевых руд в этой части разреза на месторождении нет, очевидно, в силу того, что соответствующая часть фациального профиля здесь не обнажена. Но значительные по масштабам залежи этих пород прослежены севернее, в центральной части Боксон-Сархойского района (северная окраина Хубсугульского прогиба).

Допуская, что верхняя продуктивная пачка, в которой заключены марганцевые руды и обломочные фосфориты, образовалась при разрушении и переотложении ранее сформированных концентраций марганца и фосфора, следует подчеркнуть принципиальные отличия в поведении обоих элементов в этом процессе. При разрушении нижней фосфоритоносной пачки и формировании за счет ее верхней имело место рассеивание фосфора, вынос его за пределы района. Марганец, наоборот, в ходе этого же процесса концентрировался, благодаря чему и образовались богатые марганцевые руды Арасанского месторождения.

Первичный источник марганца для марганцовистых пород подфосфатной пачки был скорее всего общим с источником фосфора. Для последнего же наиболее вероятным источником являются воды палеоокеана (вендско-кембрийского), на шельфе которого находился Хубсугульский бассейн. Холодные воды глубинных частей океана обогащались фосфором за счет обменных реакций в системе вода — породы ложа океана. В качестве последних можно считать щелочные базальты, богатые фосфором (до 1,5—1,7% P_2O_5). Такие характерные породы установлены как для современных, так и для древних океанов.

Эти же обменные реакции могли привести к обогащению глубинных холодных вод океана марганцем. В отличие от фосфора, основная масса которого транспортировалась в процессе апвеллинга на шельф кон-

тинента, марганец в основном осаждался на дне океана, вдали от шельфовой зоны. Но какая-то часть марганца вместе с фосфором, видимо, могла транспортироваться на шельф континента и осаждаться в прибрежной зоне в самом начале трансгрессии (терригенная пачка продуктивной серии Прихубсугуля).

ЛИТЕРАТУРА

- Зайцев Н. С., Ильин А. В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2.
Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., «Наука», 1973.
Ильин А. В., Ратникова Г. И., Сергеева Н. Е. О петрографических типах пластовых фосфоритов и их микроструктуре.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1.

НИЛЗарубежгеология
Москва

Дата поступления
3.V.1976

УДК 552.5 : 552.16 + 553.2.31

**ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ПОРОД ЖЕЛЕЗИСТОКРЕМНИСТОЙ
ФОРМАЦИИ КРИВОРОЖЬЯ КАК ПРИЧИНА
РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ
ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ**

М. А. ЯРОЩУК

Изучен характер изменения минерального и химического состава пород железистокремнистой формации Криворожья в процессе прогрессивного метаморфизма и установлена возможность формирования метаморфогенных флюидов и зон их эвакуации. Обсуждается вопрос о количестве и составе флюидов. Показано, что при развитии метаморфической зональности процессы рудообразования в железистокремнистых породах определяются взаимодействием сформировавшихся в условиях высокотемпературных метаморфических фаций флюидов с менее метаморфизованными железистокремнистыми породами.

В докембрийских железистокремнистых формациях сосредоточены основные запасы железных руд бедных железистых кварцитов, а также богатых руд различных типов.

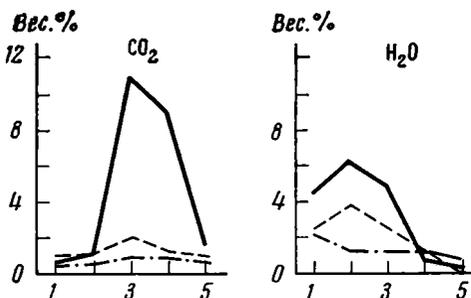
Многими исследователями выявлена зависимость количества и качества железных руд от степени регионального метаморфизма железистокремнистых пород (Белевцев, 1968, 1972; Корнилов, 1969; Кравченко, 1968). Установлена приуроченность богатых руд остаточного (саксаганского) типа, сформировавшихся в результате выноса из пород кремнезема, к железистокремнистым комплексам фации зеленых сланцев. В породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций руды развиты меньше и представлены другим типом, сформировавшимся в результате метасоматического перераспределения железа в некоторых участках метаморфизирующихся пород. В гранулитовых комплексах докембрийских железистокремнистых пород богатые руды редки, возникают как маломощные реакционные образования на контакте неконгрессивных по составу пород, например железистокремнистых и магнезиальных пород основного состава либо карбонатных толщ (Глевасский, 1970). Известны также маломощные залежи богатых сульфидно-магнетитовых руд на участках гранитизации и диафтореза железистокремнистых пород (Ярощук, 1971). Отмеченные особенности локализации богатых железных руд послужили основанием отнести их к классу метаморфогенных (Белевцев, 1972) либо реоморфических (Кратц и др., 1973).

Зависимость процессов рудообразования от исходного состава железистокремнистых пород нашла отражение в формационном и фаціальном контроле богатых руд. В. М. Кравченко и В. И. Ганоцкий (1974) выявили возможные причины приуроченности богатых руд к железистокремнистым формациям криворожского типа или типа супериор и отсутствия богатых руд в вулканогенно-осадочных формациях алгоманского типа. Эти идеи позволяют считать, что процессы образования богатых руд в железистокремнистых формациях контролируются в равной мере

как исходным составом железистокремнистых и переслаивающихся с ними пород, так и эволюцией этого состава в ходе прогрессивного метаморфизма. Разделяя рассмотренные положения, мы попытались детализировать их на материалах изучения метаморфического комплекса железистокремнистых пород Криворожской подвижной зоны.

ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗИСТОКРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Процессы метаморфизма железистокремнистой формации в Криворожье определили развитие сложной метаморфической зональности как в плане (Каниболоцкий, 1946; Белевцев, 1970), так и в разрезе (Ярошук, Оноприенко, 1975). Здесь развиты образования фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций, а, возможно, и гранулитовой фации.



Распределение CO_2 и H_2O^+ в породах зеленосланцевой (сплошная линия), эпидот-амфиболитовой (пунктирная линия) и гранулитовой (штрихпунктирная линия) фаций

1 — породы алюмосиликатной группы; 2 — породы глиноземисто-магнезиально-железистокремнистой группы; 3 — железистые сланцы; 4 — силикатно-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые кварциты; 5 — гематит-магнетитовые и бессиликатные магнетитовые кварцы

Среди пород железистокремнистой формации Криворожского бассейна, согласно классификации Н. П. Семененко (Семененко и др., 1956), можно выделить разности алюмосиликатного, глиноземисто-магнезиально-железистокремнистого и железистокремнистого состава. В табл. 1 приведен минеральный состав выделенных химических групп пород и показано его изменение в условиях разных метаморфических фаций. Для пород фации зеленых сланцев характерно широкое развитие железисто-магнезиальных карбонатов, хлоритов и мелкочешуйчатых слюд (биотита, серицита, стильпномелана), а также присутствие наряду с магнетитом диагенетического и метаморфогенного гематита.

По мере роста TP -условий на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации железистые карбонаты и хлорит становятся неустойчивыми, и вытесняются парагенезисом граната и амфибола с выделением реликтовых магнезиальных карбонатов. В условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций уменьшается содержание гематита, а на границе с гранулитовой фацией гематит полностью вытесняется парагенезисом магнетита и железисто-магнезиальных силикатов. Эволюция магнезиально-железистых силикатов в процессе прогрессивного метаморфизма выражается в замещении водосодержащих силикатов менее водосодержащими и более магнезиальными их разностями.

Анализ изменения химического состава сопоставимых пластов железистокремнистых пород показал, что в процессе прогрессивного метаморфизма эти преобразования протекали в общем изохимически в отношении главных породообразующих компонентов. Основные же преобразования их состава заключались в дегидратации, декарбонатизации и изменении общей окислительной емкости пород.

Установлено, что процессы дегидратации и декарбонатизации приобретают основное значение на границе фаций зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой. В породах эпидот-амфиболитовой фации происходит потеря воды в сланцах алюмосиликатной группы (на 2—3%) и потеря

Таблица 1

Изменение минерального состава железистокремнистых пород в условиях разных фаций прогрессивного метаморфизма

| Химические группы пород и коэффициенты, по Н. П. Семенову и др. (1956) | Минеральные парагенезисы | | | |
|--|---|--|---|--|
| | породы фации зеленых сланцев | породы эпидот-амфиболитовой фации | породы амфиболитовой фации | породы гранулитовой фации |
| Алюмосиликатная группа (сланцы) $A = 38-70; M = 0-33; F = 0-42; 0 < 0,2$ | Сер+Би+Хл+Кв+Пи+Гф ₁ Сер+Хл+Кв+Пи+Гф ₁ | Му+Би+Кв+Пир+Гф ₂ Хлд+Му+Би+Кв Гр+Би+Кв+Пир+Гф ₂ Мз+Гр+Ам+Кв Би+Гр+Ам+Кв | Гр+Би+Кв+Пир+Гф ₂ Му+Би+Кв+Гф ₂ Анд+Му+Би+Кв Ст+Му+Би+Кв Гр+Би+Кв Гр+Ам+Кв | Би+Пл+Кв+Пир+Гф ₃ Гр+Би+Пл+Кв Сил+Би+Пл+Кв Прк+Гр+Би+Кв Прк+Гр+Кв |
| Глиноземисто-магнезиально-железистокремни- стая группа (сланцы) $A = 15-40; M = 9-43; F = 27-66; 0 < 0,5$ Железистокремнистая группа $A = 0-14; M = 0-15; F = 61-99$ | Би+Хл+Кв Хл+Сид+Кв | Ам+Би+Ма Гр+Ам+Кв+Ма Гр+Би+Ам+Кв+Ма Мз+Ам+Ма+Кв | Ам+Би+Ма Гр+Ам+Кв+Ма Гр+Би+Ам+Кв+Ма Ам+Ма+Кв | Прк+Гр+Кв+Ма Прк+Ол+Кв+Ма |
| а) кварцито-сланцы $A = 5-14; 0 < 0,5$ | Хл+Сид+Кв+Ма Би+Сид+Кв+Ма | Гр+Ам+Кв+Ма Гр+Би+Ам+Кв+Ма Мз+Ам+Ма+Кв | Гр+Ам+Кв+Ма Гр+Би+Ам+Кв+Ма Ам+Ма+Кв | Прк+Гр+Кв+Ма Прк+Ол+Кв+Ма |
| б) кварциты силикатно-карбонатно-магнетитовые $A = 1-5; 0 = 0,2-1$ | Хл+Сид+Ма+Кв | Гем+Ма+Кв | Гем+Ма+Кв | Прк+Ма+Кв |
| в) кварциты гематит-магнетитовые и бессиликат- ные магнетитовые $A < 1; 0 \geq 1$ | Гем+Ма+Кв | Гем+Ма+Кв | Гем+Ма+Кв | Ма+Кв |

Примечание: Кв — кварц, Хл — хлорит, Би — биотит, Хлд — хлоритоид, Сер — серицит, Му — мусковит, Сил — силлиманит, Ст — ставролит, Гр — гранат, Гф — графит (Гф₁ — неупорядоченный, Гф₂ — частично упорядоченный, Гф₃ — упорядоченный), Прк — пироксен, Пл — плагиоклаз, Анд — андалузит, Ол — оливин, Ма — магнетит, Гем — гематит, Пи — пирит, Пир — пирротин, Сид — сидерит, Мз — магнезит.

CO₂ в карбонатсодержащих породах глиноземисто-магнезиально-железистокремнистого и железистокремнистого состава (в среднем на 8—9%) по сравнению с содержанием таковых в породах фации зеленых сланцев. В зоне перехода пород амфиболитовой фации в породы гранулитовой фации эффекты декарбонатизации уже почти не проявляются, а процессы дегидратации наблюдаются лишь в сланцах глиноземисто-магнезиально-железистокремнистого состава. Общая количественная характеристика процессов декарбонатизации — дегидратации для различных групп

Таблица 2

Изменение количества разноокисленных форм железа в породах разной степени метаморфизма

| Порода | Содержание железа; вес. % | | | Fe ₂ O ₃ :FeO | Коэффициент кислородной емкости | P _{O₂} тыс. атм |
|---|---------------------------|--------------------------------|------|-------------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|
| | Fe _{общ} | Fe ₂ O ₃ | FeO | | | |
| Гематит-магнетитовые кварциты фации зеленых сланцев Саксаганского района | 39,8 | 42,2 | 13,3 | 1,4 | 52 | 10 ⁻¹⁵ |
| Гематит-магнетитовые кварциты эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций Саксаганского района | 38,8 | 38,8 | 15,0 | 1,1 | 44 | 10 ⁻¹⁷ |
| Магнетитовые кварциты гранулитовой фации Правобережного района | 35,8 | 30,9 | 18,2 | 0,7 | 34 | 10 ⁻²¹ |

пород железистокремнистой формации представлена на диаграммах (фигура).

Степень окисленности железистокремнистых пород изменяется в довольно широком интервале *TP*-условий, отвечающих, очевидно, амфиболитовой фации. При этом отмечается вытеснение диагенетического гематита магнетитом и переход марказита и пирита в пирротин. С минеральными переходами связано изменение содержания разноокисленных форм железа, а также некоторых их отношений в породах разной степени метаморфизма, сопоставимых по валовому содержанию железа (табл. 2).

Изменение степени окисленности железистокремнистых пород сопровождается изменением их общей кислородной емкости¹, а также уменьшением P_{O₂} формирующихся межзерновых флюидов по мере роста *TP*-условий метаморфизма.

ПРОЦЕССЫ ДЕГИДРАТАЦИИ И ДЕКАРБОНАТИЗАЦИИ В ЖЕЛЕЗИСТОКРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ, ГЕНЕРАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ

Как следует из особенностей процессов дегидратации и декарбонатизации, основная масса метаморфогенных флюидов формируется при переходе пород зеленосланцевой фации в эпидот-амфиболитовую фацию. Нами проведен приближенный расчет возможного количества флюидов, отделившихся при развитии зоны пород эпидот-амфиболитовой фации, слагающих синклиналино-антиклиналиную структуру Саксаганского района Криворожского бассейна на глубинах более 2 км. При расчете принят ряд допущений, касающихся определения массы пород эпидот-

¹ Кислородная емкость определяется массой минералов, содержащих железо высшей валентности, равна отношению молекулярных количеств Fe₂O₃ к сумме (молекулярных количеств) основных породообразующих окислов в 100 г породы и выражается в процентах.

амфиболитовой фации и количества карбонатсодержащих и водосодержащих разностей пород в разрезе, однако эти допущения позволяют ориентировочно оценить масштаб описываемого явления. Согласно расчетам, количество CO_2 могло составить примерно $5,4 \cdot 10^9$ т, а масса H_2O — $3,42 \cdot 10^9$ т.

В условиях амфиболитовой и затем гранулитовой фаций формирование метаморфогенных флюидов значительно сокращается, что следует из особенностей процессов дегидратации и декарбонатизации (фигура). Правда, возможно появление флюидов иного генезиса, образующихся в результате окисления железистокремнистыми породами потока глубинных восстановленных газов (Перчук, 1974). Однако эти флюиды принимают, вероятно, лишь незначительное участие в процессах рудообразования, так как расходятся в ходе гранитизации, развитой в условиях амфиболитовой фации.

Изменение количества метаморфогенных флюидов при прогрессивном метаморфизме железистокремнистых пород Криворожья сопровождалось изменением их состава. Это следует из общетеоретических положений, а также из термобарических определений, наблюдавшегося хода минеральных превращений и из термодинамических расчетов реакций минералообразования.

В составе межзерновых флюидов метаморфизирующихся железистокремнистых пород с повышением TP -условий изменяется доля CO_2 по отношению к H_2O . Так, если в условиях фации зеленых сланцев флюид является существенно водным, то в условиях эпидот-амфиболитовой фации доля CO_2 в нем резко возрастает, в еще более высокотемпературных условиях рост доли CO_2 во флюиде продолжается. Расчетные отношения доли CO_2 и H_2O во флюиде железистокремнистых пород приведены Ю. П. Мельником (1973). Эти расчеты в общем совпадают с расчетами Ю. В. Нагайцева (1974) и с экспериментальными данными Г. Б. Наумова с соавторами (1972), полученными в результате исследования газового состава железистокремнистых пород термобарическим методом.

Газовый состав включений в кварце железистокремнистых пород Криворожского бассейна показал, что в породах эпидот-амфиболитовой фации Северного и Южного Криворожья во включениях преобладает углекислота, тогда как в зеленосланцевых породах Саксаганского района состав флюида существенно водный (Галабурда, 1974). Сопоставление рассчитанных нами масс CO_2 и H_2O , выделившихся при метаморфизме из пород эпидот-амфиболитовой фации Саксаганского района Криворожья, также показывает, что в общем отношение в них $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ превышает 0,5, хотя оно и могло существенно изменяться в сланцевых и железистых горизонтах метаморфизирующихся толщ.

Расчетным (Коржавин, 1974; Мельник, 1973) и экспериментальным путями (Летников, Шкандрий, 1974; Петерсилье и др., 1974) установлено, что при повышении TP -условий одновременно с возрастанием доли CO_2 , а также его фугитивности во флюидах увеличивается содержание газообразных CO , H_2 , H_2S , NH_3 , C_2H_6 , CH_4 и т. п. Так, при $T = 800\text{—}850^\circ\text{C}$ содержание метана во флюидах может составлять 5—10%, водорода 1—5%, окиси углерода — 1—5% (Мельник, 1973).

Причинами этого явления могут быть как реакции минералообразования, сопровождающиеся отделением восстановленных газов, так и подток глубинных мантийных флюидов в области метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций. Например, в железистокремнистых породах реакции разложения сидерита с образованием магнетита, а также некоторые реакции разложения графита сопровождаются не только выделением большой массы CO_2 , но и H_2 , CO , CH_4 . Именно с такими реакциями, вероятно, связано уменьшение степени окисленности и кислородной емкости железистокремнистых пород в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Определенную роль в реакциях восстановления в этих условиях играет также разложение графита, для которого установлено уменьшение содержания при переходе пород фации зеленых сланцев в породы эпидот-амфиболитовой фации (Мельник, 1973). Переход же всего гематита в магнетит в железистых кварцитах в условиях гранулитовой фации уже не может быть связан с разложением сидерита либо графита, исходные содержания которого в этих породах ничтожны ($\sim 0,01\%$), т. е. этот переход, вероятно, осуществлялся под влиянием глубинных восстановленных газов. Таким образом, детальный анализ эволюции железисто-кремнистых пород при прогрессивном метаморфизме позволяет говорить о формировании в этой толще больших масс межзерновых метаморфогенных флюидов. Флюидный режим в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций определяется главным образом исходным составом пород железистокремнистой формации, т. е. ее типом; флюидный режим в условиях амфиболитовой и особенно гранулитовой фации обусловлен как составом метаморфизирующихся толщ, так и подтоком мантийных восстановленных газов.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ЖЕЛЕЗИСТОКРЕМНИСТЫХ ПОРОД КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА РАЗВИТИЯ ЗОН ЭВАКУАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ

Своеобразный исходный состав железистокремнистой формации криворожского типа, в частности наличие в отдельных их разностях значительного количества седиментогенных железистых карбонатов, неустойчивых при процессах метаморфизма, является причиной еще одного явления. Так, следствием развития процессов дегидратации и особенно декарбонатизации железистокремнистых пород является изменение их объема и относительное увеличение железистости, на что уже обращали внимание П. М. Каниболоцкий (1946) и Л. Я. Ходюш (1971).

Величина этих изменений зависит от исходного содержания в породах кварца, водосодержащих силикатов и карбонатов, а также железистости последних. Содержание этих минеральных фаз в отдельных прослоях железистокремнистых пород очень сильно колеблется. Так, если основная масса мелкочешуйчатых слюд сосредоточена в центре сланцевых горизонтов, а карбонатные разности слагают периферические части сланцевых и железистых горизонтов, то в центре железистых горизонтов силикаты и карбонаты отсутствуют. Очевидно, что из-за неравномерно-послойного распределения дегидратирующихся и декарбонатизирующихся минералов происходит и неравномерное изменение объема соседних прослоев пород.

Расчеты некоторых возможных эффектов изменения объема железистокремнистых пород при процессах метаморфогенной декарбонатизации приведены в табл. 3. Анализ таблицы (реакция 1) показывает, что процесс декарбонатизации в бескварцевой мономинеральной сидеритовой породе должен был привести к изменению объема породы на 49,48% и увеличению ее железистости с 47 до 72%. Порода, состоявшая на 53% из сидерита и содержащая 46% кварца (реакция 2), превратилась при метаморфизме в куммингтонитовую породу, при этом объем ее изменился на 28% и железистость возросла с 29 до 38%. Однако в Криворожье столь существенно карбонатный состав железистокремнистых пород встречается редко, лишь в очень тонких слойках.

Реальному составу железистокремнистых пород Криворожья отвечает состав пород, преобразование которых рассмотрено в реакции 5. Такие породы слагают, как правило, периферические части железистых горизонтов. Процесс декарбонатизации в прослоях этих пород приводит к изменению их объема примерно на 8% и сопровождается повышением железистости с 45,63 до 48,45%.

Таблица 3

Изменение объемов пород и их железистости при процессах декарбонизации

| Номер реакции | Минеральные парагенезисы исходных и декарбонизированных пород | Соотношение компонентов в продуктах, объем. % | | Изменение объема, % | Содержание Fe _{общ} в продуктах, вес. % | |
|---------------|--|---|---|---------------------|--|----------|
| | | начальных | конечных | | начальных | конечных |
| 1 | $3\text{FeCO}_3 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{CO}_2 + \text{CO}$ | FeCO ₃ — 100 | Fe ₃ O ₄ — 100 | 49,48 | 47,60 | 72,27 |
| 2 | $7\text{FeCO}_3 + 8\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 7\text{CO}_2$ | FeCO ₃ — 53,1 SiO ₂ — 46,9 | Fe ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ — 100 | 28,2 | 29,15 | 38,30 |
| 3 | $10\text{FeCO}_3 + 8\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 10\text{CO}_2 + \text{H}_2 + \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | FeCO ₃ — 65,5 SiO ₂ — 34,5 | Fe ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ — 80,0 Fe ₃ O ₄ — 20,0 | 33,74 | 33,99 | 47,36 |
| 4 | $8\text{FeCO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + 8\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{Fe}_3\text{O}_4 = \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \frac{1}{4}\text{Fe}_3\text{O}_4 + 8\text{CO}_2$ | FeCO ₃ — 34,58 Fe ₂ O ₃ — 10,68 Fe ₃ O ₄ — 33,37 SiO ₂ — 21,37 | Fe ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ — 40,0 Fe ₃ O ₄ — 60,0 | 18,19 | 54,03 | 61,58 |
| 5 | $7\text{FeCO}_3 + 8\text{SiO}_2 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 7\text{CO}_2 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ | FeCO ₃ — 15,0 Fe ₂ O ₃ — 10,0 Fe ₃ O ₄ — 30,0 SiO ₂ — 45,0 | Fe ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ — 22,0 Fe ₃ O ₄ — 32,6 SiO ₂ — 34,5 Fe ₂ O ₃ — 10,9 | 7,96 | 45,63 | 48,45 |

Таким образом, при развитии метаморфической зональности в железистокремнистых породах Криворожского бассейна наибольшее изменение объема испытали в условиях эпидот-амфиболитовой фации те периферические части железистых и сланцевых горизонтов, где в условиях зеленосланцевой фации концентрировалось максимальное количество карбонатов. В центре сланцевых горизонтов к несколько меньшим, но также существенным изменениям объема при развитии складчатости привели процессы дегидратации хлорита и слюд. В центре железистых горизонтов, состоящих лишь из окислов железа и кварца, процессы дегидратации-декарбонатизации вообще не имели места, и объем не изменялся.

Вероятно, в пестрой по составу толще железистокремнистых пород развитие процессов дегидратации-декарбонатизации привело к дифференциальному изменению объема, что вызвало образование узлов объемной трещиноватости, катаклаза, кливажа и т. п., т. е. развитие зон эвакуации метаморфогенных флюидов. Закономерности размещения зон разрывных и сложноскладчатых дислокаций поперек протяженного метаморфического пояса установлены Г. С. Вартамяном (1973), согласно расчетам которого можно допускать образование таких зон в Криворожском бассейне именно на тех расстояниях, на которых находятся крупные рудные узлы.

По-видимому, эволюция состава железистокремнистых пород криворожского типа при достижении определенных *ТР*-условий была не только причиной отделения метаморфогенных флюидов, но и следствием возникновения зон их эвакуации.

ПРОЦЕССЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЖЕЛЕЗИСТОКРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ

Установлено, что межзерновые метаморфогенные флюиды в условиях каждой фации метаморфизма равновесны со своими твердыми фазами (Соболев, Добрецов, 1970). Это положение подтверждается при изучении железистокремнистых пород, где в результате такого равновесия даже в высокотемпературных условиях сохраняется переслаивание тонких пачек железистых кварцитов и сланцев различного состава, существование которых определяется разным исходным составом пород и разными отношениями главных летучих — P_{O_2} , P_{CO_2} , P_{H_2O} и т. д.

Очевидно, что метаморфизирующаяся толща в общем не представляет собой замкнутой системы в отношении этих летучих. Это следует из рассмотренных выше процессов дегидратации-декарбонатизации и изменения общей кислородной емкости железистокремнистых пород с ростом *ТР*-условий. Основные летучие CO_2 и H_2O формируют метаморфогенные флюиды. Возникновение зон эвакуации этих флюидов в период развития метаморфической зональности становится обязательной причиной взаимодействия флюидов, возникающих в общем объеме пород одной фации с железистокремнистыми породами другой, более низкотемпературной фации, в пределах зон трещиноватости, что, собственно, и является причиной рудообразующего процесса. Специфика такого взаимодействия различна, это выразилось в возникновении разных типов богатых руд.

Возможный характер взаимодействия метаморфогенных флюидов, генерировавшихся в условиях эпидот-амфиболитовой фации, с породами фации зеленых сланцев был рассмотрен нами ранее (Белевцев и др., 1975). Остывание этих флюидов привело к ретроградной растворимости кварца и его выносу из железистокремнистых пород при 330—380°С в условиях фации зеленых сланцев. Одновременная реакция мартитизации магнетита под влиянием существенно углекислых флюидов эпидот-амфиболитовой фации, протекавшая с выносом части Fe^{2+} , привела к образованию пористых богатых руд остаточного типа. Определенную

роль сыграло также окисление флюидов эпидот-амфиболитовой фации при взаимодействии их с породами фации зеленых сланцев.

Особенно большое значение процессы окисления-восстановления приобретали при взаимодействии эвакуируемых межзерновых метаморфогенных флюидов амфиболитовой и гранулитовой фаций с породами эпидот-амфиболитовой фации, среди которых развиты руды первомайского типа. Прежде всего должно было происходить окисление железистокремнистыми породами эпидот-амфиболитовой фации тех комплексных соединений двухвалентного железа, которые могли быть привнесены восстановленными флюидами из зоны амфиболитовой и гранулитовой фаций ($P_{O_2} < 10^{-17}$ атм). Окисление этих комплексных соединений при $P_{O_2} > 10^{-16}$ атм в условиях эпидот-амфиболитовой фации должно было сопровождаться отложением железа в форме вторичного магнетита либо гематита с образованием метасоматических рудных концентраций. Кроме того, в зоне свободного обильного перемещения флюидов в *TR*-условиях эпидот-амфиболитовой, а также других более высокотемпературных фаций становились возможными реакции окисления метаморфогенных магнезиально-железистых силикатов и карбонатов железистокремнистых пород водно-углекислыми флюидами (Мельник, Ярошук, 1966; Мельник, 1973). При этом железо входило в новообразованные окислы, а магний выносился в окolorудные и вышележащие зоны, где входил в состав пострудных и окolorудных минералов — талька, магнезита, пенина и т. п. Справедливость высказанных допущений о ходе реакций при образовании руд первомайского типа подтверждается широким развитием окolorудных магнезиальных минералов и замещением силикатов новообразованными окислами железа в рудах, приуроченных к областям развития железистокремнистых пород эпидот-амфиболитовой фации.

ВЫВОДЫ

1. Своеобразие исходного химического и минерального состава пород железистокремнистой формации Криворожья при развитии метаморфической зональности было причиной ряда явлений, обусловивших специфику процессов рудообразования.

2. Вследствие изменения состава изученных пород при прогрессивном метаморфизме уменьшается их общая кислородная емкость, развиваются процессы дегидратации и особенно декарбонатизации, что приводит в комплексе к формированию метаморфогенных флюидов разного состава, а также зон их эвакуации.

3. Развитие метаморфической зональности вызывает перемещение метаморфогенных флюидов по градиенту давления из толщи метаморфизирующихся высокотемпературных железистокремнистых пород в породы более низкотемпературных фаций. Это в свою очередь становится причиной эволюции состава флюидов и развития процессов рудообразования.

4. Тип руд определяется основными факторами эволюции метаморфогенных флюидов в условиях каждой фации: в фации зеленых сланцев основную роль играет, вероятно, охлаждение флюидов, в эпидот-амфиболитовой фации — их окисление железистокремнистыми породами.

5. Только сочетание формационного (благоприятный исходный состав) и метаморфического (развитие зональности) факторов является причиной образования богатых руд в докембрийских железистокремнистых формациях.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Р. Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна.— Геол. ж., 1970, т. 30, вып. 4.
Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1968.

- Белевцев Я. Н.* Региональная метаморфическая зональность средней части Украинского щита.— Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 3.
- Белевцев Я. Н., Ярощук М. А., Мельник Ю. П.* О возможной связи процессов образования богатых мармитовых руд Криворожья с эволюцией метаморфогенных растворов.— В сб.: Металлогения докембрия. Л., 1975.
- Вартанян Г. С.* К формированию трещинно-жильных водонапорных систем в горно-складчатых регионах.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. 48, № 6.
- Галабурда Ю. А.* Генетические особенности Криворожских железорудных месторождений по данным включений в минералах.— Автореф. канд. дис. Киев, 1974.
- Глевасский Е. Б.* О контактовых пироксен-магнетитовых рудах Мариупольского железорудного месторождения.— В сб.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования (тезисы докладов), Киев, «Наукова думка», 1970.
- Каниболоцкий П. М.* Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржавин В. К.* Роль P, T, Po₂ в газофазном равновесии систем, содержащих углерод, водород, азот и серу.— В сб.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974.
- Корнилов Н. А.* Метаморфизм — рудоконтролирующий фактор богатых железных руд Кривого Рога и КМА.— Разведка и охрана недр, 1969, № 9.
- Кравченко В. М.* Первичні метаморфічні руди Саксаганської синклінали Криворізького басейну.— Геол. ж., 1968, т. 28, вып. 2.
- Кравченко В. М., Ганоцкий В. И.* Формационный и фациальный контроль месторождений богатых руд докембрийских железистокремнистых формаций.— Геол. ж., 1974, т. 34, вып. 2.
- Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Догелайский Е. Б., Салье М. Е., Турченко С. И.* Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 6.
- Летников Ф. А., Шкандрий Б. О.* Флюидный режим метаморфизма.— В сб.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974.
- Мельник Ю. П., Ярощук М. А.* Термодинамический анализ условий образования оливин-магнетитовых пород и руд Володарского района Украинского щита.— В сб.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании, Киев, «Наукова думка», 1966.
- Мельник Ю. П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Нагайцев Ю. В.* О составе флюида при прогрессивном метаморфизме осадочных толщ.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3.
- Наумов Г. Б., Миронова О. Ф., Кузьмин М. Б.* Углекислота гидротермальных растворов.— В сб.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
- Перчук Л. Л.* Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации.— В сб.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974.
- Петерсилье И. А., Ахмедов А. М., Увадьев Л. И.* Угледородные газы и органический углерод в протерозойских образованиях Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 4.
- Семененко Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В., Ладиева В. Д., Макухина А. А.* Петрография железистокремнистых формаций Украинской ССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л.* Экспериментальные данные по реакциям с участием летучих.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Ходюш Л. Я.* Генетическая классификация железистых пород докембрия.— Литология и полезн. ископ., 1971, № 3.
- Ярощук М. А.* Богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий.— В сб.: Рудообразование и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Ярощук М. А., Оноприенко В. Л.* Метаморфизм железистокремнистых пород Саксаганского района Криворожья.— Геол. ж., 1975, т. 35, вып. 1.

Институт геохимии и физики
минералов АН УССР,
Киев

Дата поступления
21.X.1975

УДК [549.62+549.64](571.56)

**ГРАНУЛОМЕТРИЯ И ФОРМА ЗЕРЕН ИЛЬМЕНИТА,
АЛЬМАНДИНА И ПИРОКСЕНА ИЗ РУСЛОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ р. АНАБАР**

Э. Г. СОЧНЕВА, Б. И. ПРОКОПЧУК

Минералы тяжелой фракции современного аллювия р. Анабар — ильменит, альмандин и пироксен хорошо сортированы. Мелкие притоки не оказывают существенного влияния на состав тяжелой фракции. Зерна минералов обладают высокой степенью сферичности (0,60—0,75), что, однако, свидетельствует не об удаленности их источника, а о неоднократном перетолжении материала. Изменение форм минеральных зерен проявляется незначительно и зависит от первоначальной формы, наличия спайности и других свойств минералов.

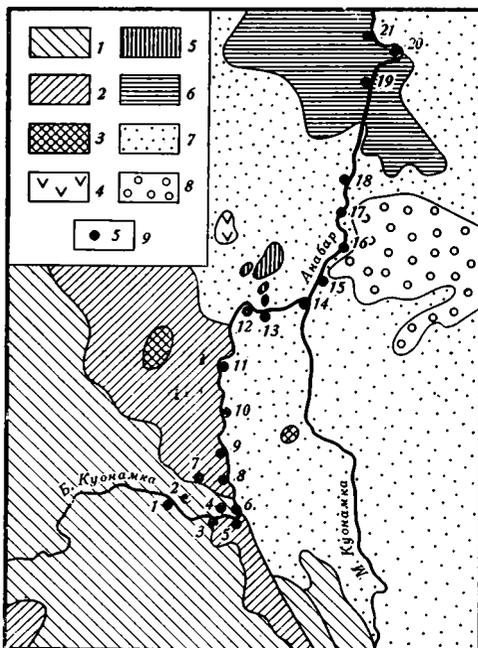
Для решения различных вопросов, касающихся выяснения закономерностей россыпеобразования в Анабарском районе (северо-восток Сибирской платформы), нами проводились специальные минералогические исследования. Особое внимание было уделено наблюдениям за изменением гранулометрического состава и формы зерен минералов тяжелой фракции при длительной их транспортировке.

Для изучения были выбраны альмандин, ильменит и пироксен. Эти минералы количественно преобладают в тяжелой фракции современного аллювия, обладают неодинаковой плотностью и различной степенью химической устойчивости. Материал собран на 500-километровом участке р. Анабар, которая в верхнем течении носит название Большая Куонапка. Всего отобрано 100 проб, в статье приводятся данные по 21 пробе (фиг. 1). Эта река характеризуется довольно большим расходом водотоков (от 300 до 500 м³/сек). Ширина долины 2—5 км, русла 50—200 м, уклон русла около 10 см/км. Скорость течения реки в межень 0,5—1 м/сек, а в период паводков 3—4 м/сек.

Участок отбора проб располагается на восточном склоне Анабарского поднятия, в пределах которого развиты кристаллические сланцы и гнейсы архея, терригенные и карбонатные отложения рифея и кембрия, многочисленные кимберлитовые и карбонатитовые трубки, а также породы трапповой формации (Панкратов, Черный, 1970). Для этой территории составлена карта распространения минеральных ассоциаций тяжелой фракции шлихов современного руслового аллювия и дана их характеристика (табл. 1).

Аллювий р. Анабар характеризуется двумя ассоциациями — пироксен-ильменит-альмандиновой и пироксен-альмандин-ильменитовой. Для обеих ассоциаций характерно непостоянство минералогического состава. Содержание ильменита 15—60%, альмандина 10—50%, ромбического и моноклинного пироксена 5—20%, магнетита 5—20% и амфибола 5—10%.

Ильменит представлен угловатыми и слабоокатанными таблитчатыми кристаллами и их обломками. Цвет ильменита черный, поверхность



Фиг. 1. Район изучения гранулометрии и форм зерен минералов тяжелой фракции аллювия р. Анабар

Минеральные ассоциации тяжелой фракции шлихов современного руслового аллювия: 1 — пироксен-альмандин-ильменитовая; 2 — пироксен-ильменит-альмандиновая; 3 — циркон-гематитовая; 4 — ильменит-альмандиновая; 5 — магнетит-ильменит-пироксеновая; 6 — ильменит-магнетит-альмандиновая; 7 — эпидот-ильменит-альмандиновая; 8 — ильменит-лимонит-альмандиновая; 9 — точки взятия проб и их номер

шероховатая. Блеск тусклый, металлический; некоторые зерна лейкоксенизированы. Размер зерен от 0,3—0,6 до 1,5—2 мм. Альмандин — непрозрачные и слабо просвечивающие угловатые обломки оранжевого и розового цветов. В углублениях на поверхности его иногда отмечаются гидроокислы железа. Ромбические и моноклинные пироксены присутствуют в виде обломков короткопризматических кристаллов с совершенной спайностью. Моноклинные пироксены представлены рядом диоксида-геденбергита с $Ng' = 1,710—1,730$; $Np' = 1,686—1,706$ (зеленая разновидность); $Ng' = 1,634$, $Np' = 1,710$ (сине-зеленая разновидность). Ромбические пироксены представлены гиперстеном розовато-коричневого цвета, $Ng' = 1,691—1,694$; $Np' = 1,678—1,684$ и $Ng' = 1,712—1,716$; $Np' = 1,698—1,704$.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ЗЕРЕН МИНЕРАЛОВ

Для анализов отбирались пробы с верхних побочной перекатов, где концентрируется обычно наибольшее количество минералов тяжелой фракции. Чтобы избежать потерь тяжелых минералов, пробы не обогащались, а только освобождались от грубообломочного и пелитового материалов. Вес каждой пробы от 100 до 1960 г.

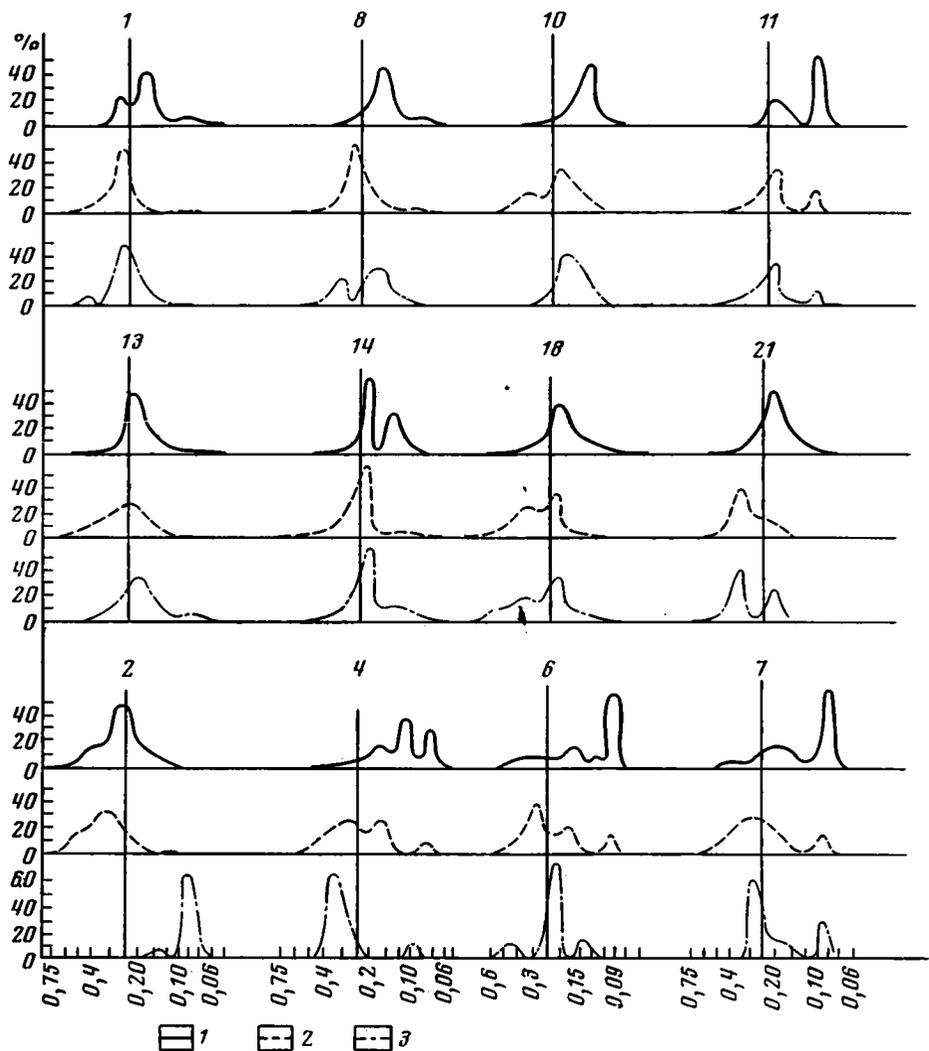
После взвешивания пробы рассеивались на классы, мм: >1 ; 1—0,75; 0,75—0,6; 0,6—0,5; 0,5—0,4; 0,4—0,3; 0,3—0,25; 0,25—0,2; 0,2—0,15; 0,15—0,12; 0,12—0,1; 0,1—0,09; 0,09—0,075; 0,075—0,071; 0,071—0,063; 0,063—0,05; $<0,05$ (всего 17 классов). Каждый класс взвешивался, затем делился в тяжелой жидкости (тетрабромэтан уд. веса $2,96 \text{ г/см}^3$). Тяжелая фракция каждого класса также взвешивалась и подвергалась делению на фракции по магнитным свойствам. После взвешивания каждой фракции пробы поступали на минералогический анализ (Н. М. Цветкова, Э. Г. Сочнева).

Данные по содержанию альмандина, ильменита и пироксена в каждом классе крупности использованы для составления таблиц и графиков (фиг. 2).

Таблица 1

Характеристика минеральных ассоциаций тяжелой фракции современного руслового аллювия бассейна р. Анабар

| Минеральная ассоциация | Основные минералы (>5—10%) | Второстепенные минералы | Источники питания | Окатанность | Крупность зерен, мм |
|---------------------------------|--|--|---|-----------------------|------------------------|
| Пироксен-альмандин-ильменитовая | Ильменит (60%), альмандин, пироксен | Эпидот, турмалин, циркон, рутил, шпинель и др. | Архейские кристаллические сланцы и гнейсы далдынской и анабаро-ломуйской серий | Плохая, реже средняя | 0,3—0,8 (80—95%) и 1—2 |
| Пироксен-ильменит-альмандиновая | Альмандин (60%), ильменит, пироксен, магнетит | То же | Архейские кристаллические сланцы хапчанской и анабаро-ломуйской серий | То же | 0,3—0,8 (80—95%) и 1—2 |
| Циркон-гематитовая | Гематит, сидерит, циркон | Сфен, ильменит, пирит | Конгломераты рифея | Идеальная окатанность | 0,5 (преобладают) |
| Ильменит-альмандиновая | Альмандин, ильменит | Эпидот, магнетит, альмандин, рутил, циркон и др. | Меловые породы | Плохая | 0,2—1,0 |
| Магнетит-ильменит-пироксеновая | Моноклинный пироксен, ильменит, магнетит | Оливин, альмандин, циркон, рутил, анатаз | Трапповые тела | Отсутствует | 0,5—0,8 |
| Ильменит-магнетит-альмандиновая | Альмандин, пироксен, ильменит, колумбит, магнетит (бадделлит, торит, циркон) | Пироксен, лимонит, рутил, лейкоксен, хромит, эпидот, сфен и др. | Карбонатиты | Плохая | 0,3—2—3 |
| Эпидот-ильменит-альмандиновая | Альмандин, ильменит, эпидот, циркон | Пироксен, рутил, лимонит, шпинель, сфен, хромит, магнетит, лейкоксен, апатит | Основной — покровные водораздельные отложения, а также траппы и меловые образования | Идеальная | 0,4—0,6 |
| Ильменит-лимонит-альмандиновая | Альмандин, циркон, лимонит, ильменит, пикроильменит, пироп | Хромит, пироксен, рутил, сфен, лейкоксен, шпинель и др. | Основной — породы карбона, а также меловые и покровные четвертичные отложения | » | 0,2—0,6 и 1—2 |



Фиг. 2. Гранулометрические кривые ильменита (1), альмандина (2) и пироксена (3) из современного руслового аллювия р. Анабар

Для ильменита из аллювия основного русла реки (пробы 1, 8, 10, 11, 13, 14, 18, 21) характерны преимущественно одновершинные гранулометрические кривые с максимумом, соответствующим крупности зерен от 0,15 до 0,25 мм. Высота максимумов 35—50%. Это свидетельствует о хорошей сортированности зерен на всем участке. В пробах 11, 14 гранулометрические кривые имеют два максимума, первый аналогичен остальным кривым, второй соответствует размерности 0,1—0,09 и 0,15—0,12 мм. Сопоставление этих кривых с гранулометрическими кривыми проб, взятых в приустьевых участках притоков, расположенных соответственно выше по течению (пробы 2, 4, 6, 7), указывает на их сходство.

Для ильменита из притоков р. Анабар характерны двухвершинные кривые с одним максимумом, соответствующим классу 0,1—0,09 мм, другим — 0,3—0,25 мм.

Таким образом, появление двухвершинных кривых для проб основного русла связано с привносом несортированного материала притока-

ми. Это влияние сказывается на расстоянии, по-видимому, не далее 10—15 км.

У альмандина гранулометрические кривые также одновершинные (см. фиг. 2), однако максимум их по сравнению с ильменитом несколько выше (до 57%) и соответствует в верхнем течении рассматриваемой реки классу крупности 0,3—0,25 мм, а в нижнем — 0,25—0,2 мм. Таким образом, вниз по течению закономерно уменьшается крупность альмандина. Аномальное увеличение размера зерен в самом нижнем участке реки (проба 21) до 0,4—0,3 мм связано с размывом в этом районе пермских отложений, в составе которых альмандин является основным минералом тяжелой фракции и отличается большими размерами зерен. Сортированность альмандина для всех проб хорошая. В пробе 11 кривая, как и для ильменита, имеет два максимума, что также связано с привносом несортированного материала притоками. Для альмандина из притоков (пробы 2, 4, 6, 7) максимумы кривой соответствуют: первый — классам крупности 0,4—0,3 и 0,3—0,25 мм (до 53%), второй — классам 0,9—0,75 и 0,1—0,09 мм.

У пироксена (минерала с самой низкой плотностью и слабой устойчивостью к выветриванию) кривые имеют один или два максимума. Преобладают классы 0,25—0,20 мм, более крупных зерен (до 0,05 мм) здесь еще больше, чем у альмандина. Появление двух максимумов соответствует пробам, взятым сразу после впадения притоков в основное русло. Вторые максимумы быстро сглаживаются, что объясняется крайней неустойчивостью и крупностью пироксена.

Пироксен из боковых притоков реки, как правило, несортирован, все гранулометрические кривые его имеют два четких максимума: первый — для крупности 0,4—0,25 и 0,3—0,20 мм, второй — для классов 0,9—0,75 и 0,1—0,09 мм. Преобладают зерна крупности 0,3—0,25 мм. Присутствие большого количества крупных зерен (40—76% в точке 21) свидетельствует о дополнительном привносе крупного материала притоками, размывающими траппы.

Сопоставляя гранулометрические кривые ильменита, альмандина и пироксена (см. фиг. 2), можно заметить следующее:

1. Минералы тяжелой фракции современного руслового аллювия р. Анабар хорошо сортированы, для них характерны преимущественно одновершинные гранулометрические кривые.

2. Наиболее тяжелые минералы имеют гранулометрический профиль, максимум содержания которых смещен к мелким фракциям.

3. На гранулометрических кривых тяжелых минералов (ильменит, альмандин), устойчивых к выветриванию и механическому воздействию, почти не чувствуется влияния второстепенных притоков, несущих дополнительный материал с меньшей степенью сортированности. Минералы же пониженной плотности, неустойчивые (пироксен), сортированы хуже, и гранулометрические кривые их образуют двойные максимумы.

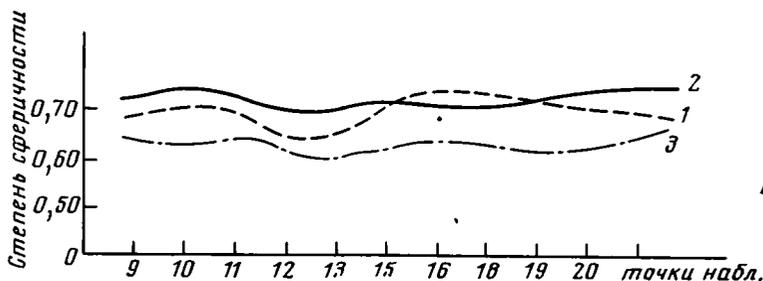
4. В процессе переноса минералы частично измельчаются, что наиболее четко прослеживается на гранулометрических кривых пироксена, максимум крупности которого смещен к мелким классам.

ФОРМА ЗЕРЕН МИНЕРАЛОВ

Форма зерен, как известно, — одно из важнейших свойств многих минералов, так как отражает происхождение и процесс формирования осадочных пород. Она играет большую роль при переносе, аккумуляции обломков и влияет на скорость их осаждения.

Отношение площади поверхности сферы к поверхности частиц того же объема принято называть степенью сферичности (Wadell, 1932). Дж. Гриффитс (1971) доказал, что независимое определение сферично-

сти путем визуального сравнения невозможно. Он провел эксперимент по сравнению результатов трех методов: метода визуального сравнения с помощью набора стандартов Г. Риттенхауса (Rittenhouse, 1943), метода измерений двух осей, рекомендованного Райли (Riley, 1941), и метода измерения трех осей, предложенного Крамбейном (Krambein, 1941). В результате сравнения лучшим был признан метод Крамбейна, который, усовершенствовав метод Уоделла (Wadell, 1933), предложил свою диаграмму для определения сферичности, использование которой, однако, очень трудоемко. Цинг (Zingg, 1935) для определения формы



Фиг. 3. Сферичность альмандина (1), ильменита (2) и пироксена (3) из современного руслового аллювия р. Анабар

частиц разработал метод измерения диаметров частиц, где A — наибольший, B — промежуточный, а C — самый короткий диаметр частиц. Цинг выделил четыре класса формы зерен: d (диск) — при $B/A > 2/3$ и $C/B < 2/3$; S (сфера) — при $B/A > 2/3$ и $C/B > 2/3$; b (лист) — при $B/A < 2/3$ и $C/B < 2/3$; r (стержень) — при $B/A < 2/3$ и $C/B > 2/3$.

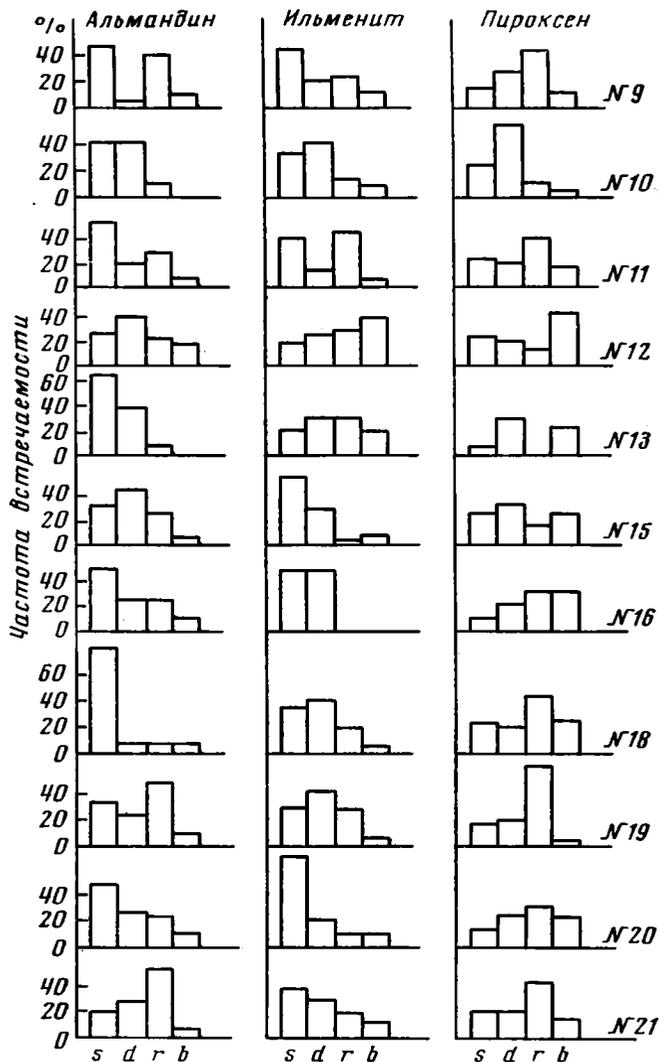
Обычно применяемые методы для определения степени сферичности и формы минеральных зерен (путем нанесения данных на сферическую диаграмму Крамбейна) очень трудоемки. Для этой цели П. Катакозинос (Catacosinos, 1965) предложил специальные таблицы, составленные по методу Крамбейна с использованием классификации Цинга. Таблицы позволяют ускорить определение коэффициентов сферичности и класса формы зерен, избавляя от необходимости использования диаграммы, исключая, таким образом, возможный источник ошибок; и, наконец, благодаря точности таблицы обеспечивают более стандартизованные результаты.

Учитывая вышесказанное, для определения степени сферичности и класса формы минеральных зерен из аллювия р. Анабар мы применили следующую методику. В каждой пробе под биноклем измеряли по 50 зерен ильменита, альмандина и пироксена. При этом использовали минералы одного класса крупности (0,5—0,315 мм). Для каждого зерна определяли три диаметра: A , B и C . Затем рассчитывали отношения B/A и C/B , по которым с помощью таблиц Катакозиноса находили значения коэффициентов сферичности и класс формы зерен. Полученные результаты изображены графически (фиг. 3, 4, 5).

Изменение сферичности ильменита, альмандина и пироксена (табл. 2) на протяжении около 500 км сверху вниз по р. Анабар прослежено на графиках (фиг. 3). Коэффициент сферичности трех минералов различный: самый низкий характерен для пироксена (0,60—0,65), максимальный — для ильменита (0,69—0,75) и средний — для альмандина (0,63—0,74). У всех трех минералов степень сферичности уменьшается к пробе 12, это свидетельствует о привносе свежей порции минералов крупным притоком. Затем к пробе 16 коэффициент снова возрастает. На расстоянии около 60 км резкое повышение степени сферичности прекращается и изменение ее идет постепенно. Исключение

составляет сферичность алмандина, которая заметно уменьшается за счет привноса этого минерала правыми притоками.

Высокая степень сферичности, достигающая 0,60—0,75, и конфигурация кривых с низкой дисперсией почти постоянной степени сферичности свидетельствуют о неоднократном переотложении исходного материала.



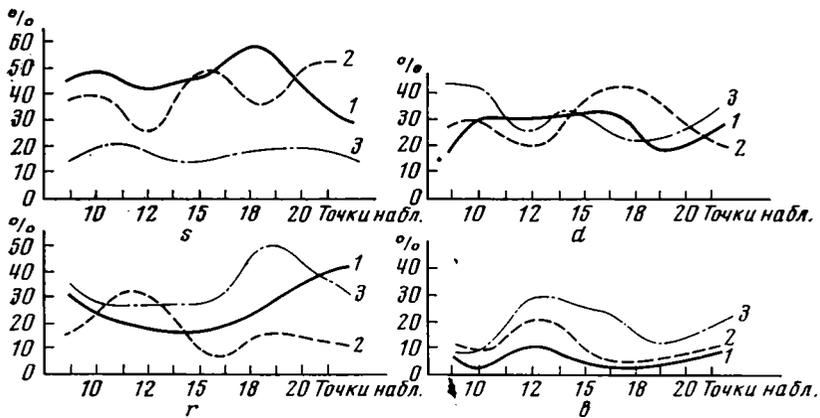
Фиг. 4. Форма зерен алмандина, ильменита и пироксена из современного аллювия р. Анабар
S — сфера; *d* — диск; *r* — стержень; *b* — лист

Наблюдения над изменением степени сферичности ильменита, алмандина и пироксена дают основание отметить следующее:

1. Степень сферичности минералов характеризуется довольно высокими значениями: у пироксена 0,60—0,65, у алмандина 0,63—0,74, у ильменита 0,69—0,75, изменения их незначительные, преимущественно в сторону увеличения. Это позволяет считать, что минералы испытали неоднократное переотложение.

2. Некоторые отклонения постепенного изменения степени сферичности минералов объясняются влиянием притоков, несущих более свежий материал.

3. По находкам минералов с большой степенью сферичности (в том числе минералов — парагенетических спутников алмаза — пироба, пикроильменита и др.) нельзя делать вывод о дальности переноса, так как подобной сферичностью они могут обладать и при переотложении в различное время.



Фиг. 5. Частота встречаемости различных форм зерен альмандина (1), ильменита (2) и пироксена (3) из современного аллювия р. Анабар; усл. обозн. см. фиг. 4

Наблюдения различных форм минеральных зерен по классификации Цинга (Zingg, 1935) показали (см. фиг. 4 и 5), что для альмандина наиболее характерна сфера. Это объясняется первичной округлой формой кристаллов альмандина, отсутствием спайности и высокой твердо-

Таблица 2

Сферичность и класс формы зерен минералов из аллювия р. Анабар

| Про- ба, № | Альмандин | | | | Ильменит | | | | | Пироксен | | | | | |
|---------------|--------------------------------------|-------------|------|------|----------|-------------|------|------|------|--------------------------------------|-------------|------|------|------|--------------------------------------|
| | коэффи- циент сферич- ности | форма зерен | | | | форма зерен | | | | коэффи- циент сферич- ности | форма зерен | | | | коэффи- циент сферич- ности |
| | | S | d | r | b | S | d | r | b | | S | d | r | b | |
| 9 | 0,70 | 46 | 4 | 42 | 8 | 44 | 20 | 24 | 12 | 0,68 | 14 | 29 | 47 | 10 | 0,63 |
| 10 | 0,75 | 46 | 46 | 8 | — | 37 | 41 | 11 | 11 | 0,71 | 20 | 60 | 12 | 8 | 0,61 |
| 11 | 0,74 | 50 | 17,7 | 28,7 | 3,6 | 39,2 | 13,0 | 43,5 | 4,3 | 0,71 | 24,0 | 20,7 | 41,5 | 13,3 | 0,66 |
| 12 | 0,63 | 22,6 | 38,8 | 19,3 | 19,3 | 16,7 | 20,0 | 26,6 | 36,7 | 0,61 | 23,4 | 20,0 | 13,3 | 43,3 | 0,61 |
| 13 | 0,74 | 62 | 27,7 | 6,9 | 3,4 | 20,7 | 31,0 | 24,6 | 20,7 | 0,62 | 3,6 | 32 | 43 | 21,4 | 0,59 |
| 15 | 0,73 | 32 | 44 | 20 | 4 | 56 | 32 | 4 | 8 | 0,73 | 26 | 35 | 13 | 26 | 0,65 |
| 16 | 0,70 | 48 | 24 | 24 | 4 | 50 | 50 | — | — | 0,75 | 12 | 24 | 32 | 32 | 0,64 |
| 18 | 0,71 | 80 | 8 | 8 | 4 | 35 | 40 | 20 | 5 | 0,73 | 24 | 20 | 44 | 12 | 0,64 |
| 19 | 0,73 | 30,8 | 19,2 | 46,2 | 3,8 | 26,8 | 42,4 | 23,1 | 7,7 | 0,69 | 18,5 | 14,8 | 63 | 3,7 | 0,62 |
| 20 | 0,71 | 46 | 23 | 23 | 8 | 65,4 | 19,2 | 7,7 | 7,7 | 0,79 | 14,8 | 29,6 | 33,4 | 22,2 | 0,63 |
| 21 | 0,66 | 19,2 | 27 | 50 | 3,8 | 38,4 | 27,0 | 19,2 | 15,4 | 0,68 | 23 | 23 | 46,3 | 7,7 | 0,69 |

Примечание. S — сфера, d — диск, r — стержень, b — лист.

стью. Количество сферических зерен его несколько снижается после впадения притоков, несущих обломочный материал, обогащенный альмандином (пробы 12, 15, 21). Листоватые зерна встречаются редко. Зерна в форме стержня также не типичны для альмандина, число их

несколько увеличивается в нижнем течении реки. Зерна альмандина в форме диска встречаются довольно часто в переменных количествах; какой-нибудь закономерности в изменении их содержания не наблюдается.

Для ильменита характерными формами являются сфера и диск, в отдельных случаях (проба 11) стержень. Преобладающей формой зерен пироксена оказывается стержень. Это объясняется как первичной, несколько вытянутой, формой минералов, так и различной их спайностью и твердостью.

Наибольшее количество сферических зерен у альмандина, наименьшее — у пироксена, обратное соотношение отмечено для листоватых форм. Характерные перегибы кривых изменения количества различных форм минералов (см. фиг. 5) приурочены к пробам 12 и 19, что объясняется привнесом свежих минералов притоками за счет разрушения и размыва меловых отложений и траппов.

ВЫВОДЫ

1. Минералы тяжелой фракции современного руслового аллювия р. Анабар хорошо сортированы. Мелкие притоки не оказывают существенного влияния на состав тяжелой фракции.

2. На изученном участке реки минералы тяжелой фракции обладают довольно стабильной высокой степенью сферичности (0,60—0,75), что свидетельствует о неоднократном переотложении материала. Поэтому по находкам минералов с большой степенью сферичности, в том числе парагенетических спутников алмаза (пироба, пикроильменита), еще нельзя делать вывод о дальности переноса материала.

3. Изменение соотношения отдельных форм минеральных зерен проявляется незначительно, следовательно, не зависит от удаленности источника сноса, а лишь от первоначальной формы, наличия спайности и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Гриффитс Дж.* Научные методы исследования осадочных пород. М., «Мир», 1971.
Панкратов А. А., Черный Е. Д. Новый тип трубок взрыва на северо-востоке Сибирской платформы. В сб.: Геология и алмазоносность северо-восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.
Catacosinos A. P. Tables for the determination of sphericity and shape of rock particles.— *J. Sediment. Petrol.*, 1965, 35, N 2.
Krumbein W. C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles.— *J. Sediment. Petrol.*, 1941, v. 11.
Riley N. A. Projection Sphericity.— *J. Sediment. Petrol.*, 1941, v. 11.
Ritteonhouse G. A visual method of estimating two-dimensional sphericity.— *J. Sediment. Petrol.*, 1943, v. 13.
Russel R. D., Taylor R. E. Roundness and shape of Mississippi River sand.— *J. Geol.*, 1937, v. 45.
Wadell H. Volume shape and roundness of rockparticles.— *J. Geol.* 1932, 4.
Wadell H. Sphericity and roundness of rockparticles. *J. Geol.*, 1933, XLI, N 3.
Zingg T. Beitrag zur Schotteranalyse.— *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 1935, v. 15.

ЦНИГРИ,
Москва

Дата поступления
14.XI.1973.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.35(6)

**О КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО
СОСТАВА И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ
ПРОВИНЦИЯХ ДОННЫХ ОСАДКОВ
ШЕЛЬФА ЗАПАДНОЙ АФРИКИ**

Ю. М. СЕНИН, Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, Н. Г. ЛОЗОВАЯ

Исследования шельфа Западной Америки, выполненные в последние годы (Емельянов, Сенин, 1969; Сенин, 1971; Николаева и др., 1971; Емельянов и др., 1975), позволили выяснить основные закономерности состава, распределения и процессов формирования донных осадков в связи с климатической зональностью. Однако минеральный состав терригенного материала слабо изучен (Bruckner, Morgan, 1964; Шурко, 1968; Senin, Emelyanov, 1973). Между тем на примере этого региона представляется возможным проследить особенности минерального состава терригенного материала донных осадков, формирующихся на шельфе платформы в четырех климатических зонах. Большая протяженность изученной области и пестрота петрографического состава пород питающих провинций позволяют рассмотреть в объеме статьи только два основных вопроса: как влияют на состав комплексов терригенных минералов и прежде всего на содержание и соотношение минералов разной степени устойчивости: 1) петрографический тип (осадочный или метаморфическо-магматический) пород питающих провинций и 2) зональность выветривания на водосборе.

Фактическим материалом послужили результаты минералогического анализа (иммерсионный метод) крупноалевритовых фракций (0,1—0,05 мм) 125 проб донных осадков (слой 0—5 см). Разделение фракций на тяжелую и легкую производилось жидкостью с удельным весом более 2,9 г/см³. Результаты минералогического анализа были пересчитаны на обломочный материал (сумма терригенных минералов принималась за 100%).

С целью выявления основных закономерностей изменения минерального состава осадков для каждого минерала были составлены схемы распределения и на основе этих схем выделены терригенно-минералогические провинции. Для станций, расположенных в каждой из провинций, были подсчитаны средние содержания минералов. Оказалось, что любая провинция характеризуется количественными соотношениями основных минералов, которые сохраняются и в средних величинах (табл. 1). Достоверность различий между средними содержаниями характерных минералов (в таблице эти минералы выделены) в соседних

провинциях, а также в климатических зонах (табл. 2) была оценена с помощью критерия достоверности (Лакин, 1968). Расчеты показали, что различия между ними являются статистически достоверными при уровне значимости $P=0,05$.

Согласно положениям теории литогенеза (Страхов, 1962), определяющими факторами формирования минерального состава осадков на шельфе платформы являются петрографический состав питающих провинций и господствующий в их пределах тип выветривания. По сочетанию факторов в Западной Африке выделяются четыре области: 1) северная аридная, 2) экваториальная гумидная, 3) южная аридная и 4) южная умеренно гумидная субтропическая (фиг. 1).

В северной аридной зоне водосбор сложен осадочными породами, в южной — метаморфическо-магматическим комплексом пород фундамента платформы (фиг. 1). Дефицит влаги в этих областях обусловлен преобладание физического выветривания, которое в слабой степени изменяет минеральный состав исходных пород и формирует тонкий элювиальный слой. Постоянная речная сеть там отсутствует: в северной аридной зоне протекает только одна река Сенегал, в южной — реки Оранжевая и Кунене.

В южной субтропической и в северных областях экваториальной гумидной зоны водосбор сложен осадочными породами. Остальные области экваториальной зоны сложены преимущественно метаморфическими породами фундамента платформы (фиг. 1). В этих зонах под влиянием интенсивного химического выветривания формируются мощные коры выветривания. Продукты их разрушения в больших количествах выносятся в океан хорошо разветвленной речной сетью.

Среди других факторов, влияющих на минеральный состав осадков шельфа, следует отметить тип берегов (фиг. 1): у абразионных берегов поступает на шельф более свежий обломочный материал, чем у аккумулятивных. Кроме того, на состав осадков влияет также динамическая обстановка среды отложения, обеспечивающая разнос и дифференциацию обломочного материала. Как известно, постоянные течения способны разносить материал из одного локального источника на большие расстояния (до 100—800 км). У берегов Западной Африки наиболее значительными течениями являются Канарское — в северной аридной зоне, Гвинейское — в экваториальной и Бенгельское — в южной аридной (фиг. 1).

Анализ схем распределения отдельных минералов и их ассоциаций показал, что размещение терригенно-минералогических провинций осадков шельфа (фиг. 2), несмотря на разнообразие вещественно-генетических типов донных осадков (фиг. 2), хорошо согласуется с локализацией питающих провинций и климатических зон (фиг. 1). Количественные же соотношения минералов в провинциях (табл. 1) меняются как в связи с зональностью выветривания, так и в связи с петрографическим составом пород водосбора.

Связь комплексов минералов донных осадков с климатической зональностью выветривания хорошо заметна, если сравнить между собой осредненный минеральный состав провинций из разных климатических зон. В провинциях аридных зон в легкой подфракции осадков преобладают полевые шпаты, в провинциях экваториальной и субтропической зон часто доминирует кварц (лишь в некоторых провинциях содержание его ниже количества полевых шпатов). В комплексе тяжелых минералов в южной аридной зоне преобладают моноклинные пироксены, в северной — в повышенных концентрациях присутствуют амфиболы. Среди тяжелых минералов осадков гумидных зон отсутствует выраженное доминирование какого-либо минерала, но по сравнению с аридными зонами наблюдается пониженное содержание пироксенов (во многих провинциях — и амфиболов) и более высокое содержание устойчивых

Таблица 1

Средний минеральный состав терригенно-минералогических провинций крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) фракции верхнего слоя (0—5 см) осадков на шельфе Западной Африки по климатическим зонам (в процентах от тяжелой подфракции)

| Минерал | Северная аридная зона | | | | Экваториальная гумидная зона | | | | | | | | | |
|---------|-----------------------|-----|---------------------------|---|------------------------------|---|-----------------------|---|---------------------|---|------------|---|----------------|---|
| | 1. Сахарская | | 2. Мавритано-Сенегальская | | 3. Сенегало-Гвинейская | | 4. Северо-Либерийская | | 5. Южно-Либерийская | | 6. Ганская | | 7. Нигерийская | |
| | 1* | 2** | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |

Тяжелая подфракция (уд. вес >2,9)

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|-----------|---------|-----------|------|----------|------|----------|------|-----------|------|----------|------|----------|------|
| Магнетит-ильменит | 5,9—24,2 | 20,5 | 41,6—71,9 | 49,6 | 9,8—76,8 | 54,1 | 2,6—59,5 | 43,8 | 7,2—37,4 | 22,9 | 4,0—56,1 | 32,9 | 1,0—43,8 | 21,5 |
| Амфиболы | 19,1—50,9 | 31,5*** | 3,0—31,4 | 9,8 | 0,7—3,6 | 1,7 | 5,7—41,3 | 13,3 | 30,2—47,7 | 39,2 | 2,8—19,5 | 7,9 | 7,6—51,9 | 28,6 |
| Моноклинные пироксены | 7,8—33,0 | 14,3 | 0,4—11,3 | 4,9 | 0—11,3 | 3,3 | 1,4—16,0 | 9,4 | 9,4—10,8 | 9,9 | 1,5—16,6 | 5,6 | 2,4—25,7 | 11,6 |
| Эпидот-цоизит | 1,9—12,3 | 6,0 | 1,2—5,0 | 2,9 | 0—1,0 | 0,2 | 0—8,5 | 2,2 | 2,2—10,8 | 5,1 | 3,0—48,5 | 13,0 | 0,7—20,3 | 8,1 |
| Слюды | 0—18,8 | 2,5 | 0—13,3 | 1,6 | 0—0,3 | 0,1 | 0—4,6 | 0,8 | 0—2,7 | 1,6 | 0—4,4 | 0,5 | 0—21,0 | 3,5 |
| Гранаты | 0,3—3,3 | 1,2 | 0—4,6 | 0,9 | 0—0,4 | 0,3 | 0—4,5 | 1,5 | 0,9—9,5 | 5,7 | 0,5—12,4 | 5,2 | 0—5,7 | 1,8 |
| Циркон | 1,0—16,4 | 4,9 | 6,4—28,8 | 12,6 | 0—30,7 | 12,2 | 0,4—31,8 | 13,3 | 0,5—3,6 | 1,8 | 0—11,3 | 4,1 | 0,5—13,5 | 6,4 |
| Рутил | 0—1,9 | 0,5 | 0—3,6 | 2,1 | 0—5,2 | 1,5 | 0—2,1 | 0,6 | 1,4—2,6 | 2,2 | 1,1—3,7 | 2,5 | 0—2,8 | 0,9 |
| Турмалин | 0—2,4 | 1,1 | 0—5,1 | 2,9 | 0,4—13,8 | 3,2 | 0—4,5 | 0,9 | 0,4—1,5 | 1,1 | 0—10,2 | 5,1 | 0,5—4,0 | 2,3 |
| Ставролит | 0—0,4 | 0,1 | 0—1,7 | 0,5 | 0—3,4 | 0,8 | 0—2,9 | 0,7 | 0,9—5,0 | 2,6 | 0—18,4 | 10,8 | 0—0,7 | 0,2 |

Продолжение таблицы

| Минерал | Экваториальная гумидная зона | | | | | | Южная аридная зона | | | | | | Субтропическая гумидная зона | |
|---------|------------------------------|-----|------------------------|---|-----------------------|---|--------------------|---|----------------|---|---------------|---|------------------------------|---|
| | 8. Камеруно-Габонская | | 9. Северо-Конголезская | | 10. Южно-Конголезская | | 11. Юго-Западная | | 12. Уолфиш-Бей | | 13. Оранжевая | | 14. Южно-Африканская | |
| | 1* | 2** | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |

Тяжелая подфракция (уд. вес >2,9)

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|-----------|---------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|
| Магнетит-ильменит | 45,1—74,7 | 56,6*** | 21,6—58,2 | 37,6 | 0—28,8 | 10,0 | 2,8—19,2 | 9,6 | 0,4—19,4 | 3,5 | 2,8—33,0 | 15,4 | 25,6—43,5 | 37,1 |
| Амфиболы | 0,3—22,4 | 5,4 | 5,1—12,9 | 10,0 | 9,1—26,7 | 16,4 | 3,5—21,8 | 10,2 | 2,0—10,0 | 5,0 | 0—8,5 | 4,8 | 2,9—4,9 | 3,7 |
| Моноклинные пироксены | 2,3—26,4 | 9,2 | 0—19,5 | 8,3 | 3,5—9,5 | 6,7 | 22,4—75,8 | 49,3 | 0—36,9 | 11,0 | 25,3—66,9 | 45,9 | 3,2—11,8 | 7,0 |
| Эпидот-цоизит | 0—2,4 | 0,4 | 1,5—13,1 | 6,6 | 23,0—42,1 | 32,3 | 0,3—29,2 | 3,9 | 0—11,9 | 1,9 | 0—8,4 | 2,6 | 0,7—4,0 | 2,6 |
| Слюды | 0—2,6 | 0,9 | 0—3,1 | 0,8 | 0—41,5 | 13,6 | 0—29,1 | 4,3 | 35,4—95,7 | 69,7 | 0—0,4 | 0,06 | 0—8,0 | 2,2 |
| Гранаты | 0—3,5 | 0,9 | 0—2,1 | 1,1 | 0,6—13,2 | 5,8 | 0,7—20,0 | 4,7 | 0—2,6 | 0,7 | 0,7—11,0 | 5,5 | 5,1—23,0 | 11,1 |
| Циркон | 1,8—9,1 | 5,6 | 1,0—11,5 | 5,0 | 2,4—6,6 | 4,3 | 0—4,9 | 1,5 | 0—2,1 | 0,5 | 0—13,3 | 4,0 | 4,0—19,4 | 11,3 |
| Рутил | 0,4—6,5 | 4,1 | 0—10,5 | 4,0 | 1,6—6,6 | 4,3 | 0—2,3 | 0,8 | 0—1,7 | 0,3 | 0—2,8 | 0,7 | 0,6—3,1 | 1,5 |
| Турмалин | 0—8,2 | 2,4 | 0—12,5 | 4,5 | 0,2—4,8 | 2,6 | 0—3,0 | 0,9 | 0—0,8 | 0,2 | 0—1,3 | 0,4 | 0,7—12,0 | 3,8 |
| Ставролит | 0—3,5 | 1,2 | 0—2,0 | 0,9 | 0—0,2 | 0,03 | 0—2,6 | 0,7 | 0—1,0 | 0,3 | 0—0,9 | 0,2 | 0—0,6 | 0,2 |

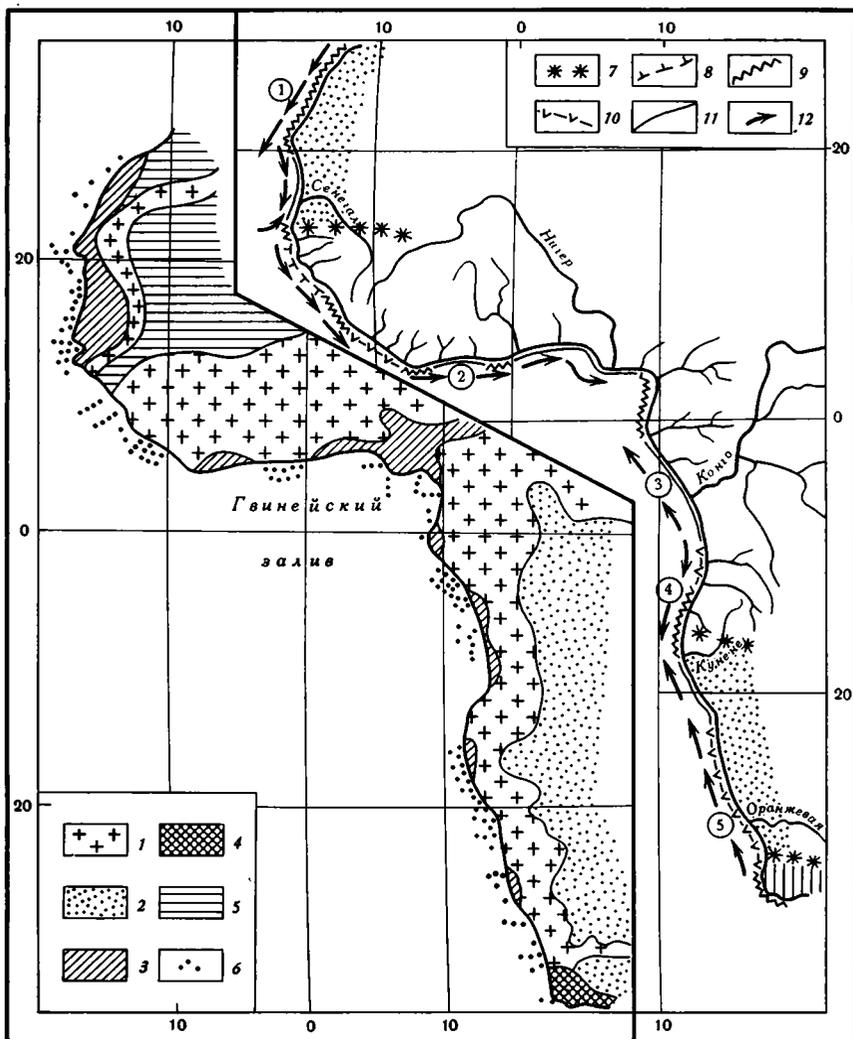
* 1 — пределы колебаний; ** 2 — среднее; *** выделены наиболее характерные минералы для данной провинции.

Средний минеральный состав осадков в разных климатических зонах на шельфе Западной Африки

| Минерал | Климатические зоны | | | |
|--|---------------------|----------------------|---------------------|----------------------|
| | аридные | | гумидные | |
| | северная | южная | экваториальная | южная субтропическая |
| Ильменит | 34,4 | 12,3 | 40,3 | 37,1 |
| Амфиболы | 21,2 | 9,0 | 10,2 | 3,7 |
| Моноклинные пироксены | $\Sigma=35,6$ { 9,8 | $\Sigma=60,9$ { 48,4 | $\Sigma=23,4$ { 6,8 | $\Sigma=13,3$ { 7,0 |
| Эпидот | { 4,6 | { 3,5 | { 6,4 | { 2,6 |
| Гранаты | 1,1 | 4,9 | 2,0 | 11,1 |
| Циркон | 8,6 | 2,1 | 8,1 | 11,3 |
| Рутил | $\Sigma=3,3$ { 1,3 | $\Sigma=1,6$ { 0,8 | $\Sigma=5,1$ { 2,1 | $\Sigma=5,3$ { 1,5 |
| Турмалин | { 2,0 | { 0,8 | { 3,0 | { 3,8 |
| Ставролит | 0,3 | 0,6 | 2,2 | 0,2 |
| Кварц | 34,7 | 31,2 | 51,7 | 46,8 |
| Полевые шпаты | 58,7 | 66,9 | 47,3 | 53,2 |
| Кварц: полевые шпаты | 0,59 | 0,47 | 1,1 | 0,86 |
| (Циркон+рутил+ +турмалин): (амфиболы+ +пироксены+ +эпидот) | 0,34 | 0,06 | 0,56 | 1,25 |

минералов: ильменита, циркона, турмалина и рутила. Таким образом, зональность минерального состава осадков на шельфе Западной Африки выражается в повышенном содержании умеренно устойчивых минералов в аридных зонах, а устойчивых — в гумидных. Эта закономерность прослеживается по средним содержаниям минералов, а также по отношениям устойчивых их разновидностей к умеренно устойчивым в каждой климатической зоне (табл. 2). Даже очень сходные по минеральному составу тяжелой подфракции экваториальная и северная аридная зоны различаются с достоверной вероятностью $P=0,95$ по содержанию амфиболов и по суммарному содержанию рутила и турмалина. Более высокое количество устойчивых минералов в экваториальной и малоустойчивых в аридных зонах видно также из диаграммы изменения концентраций основных минералов на шельфе в направлении, пересекающем различные климатические зоны (фиг. 3).

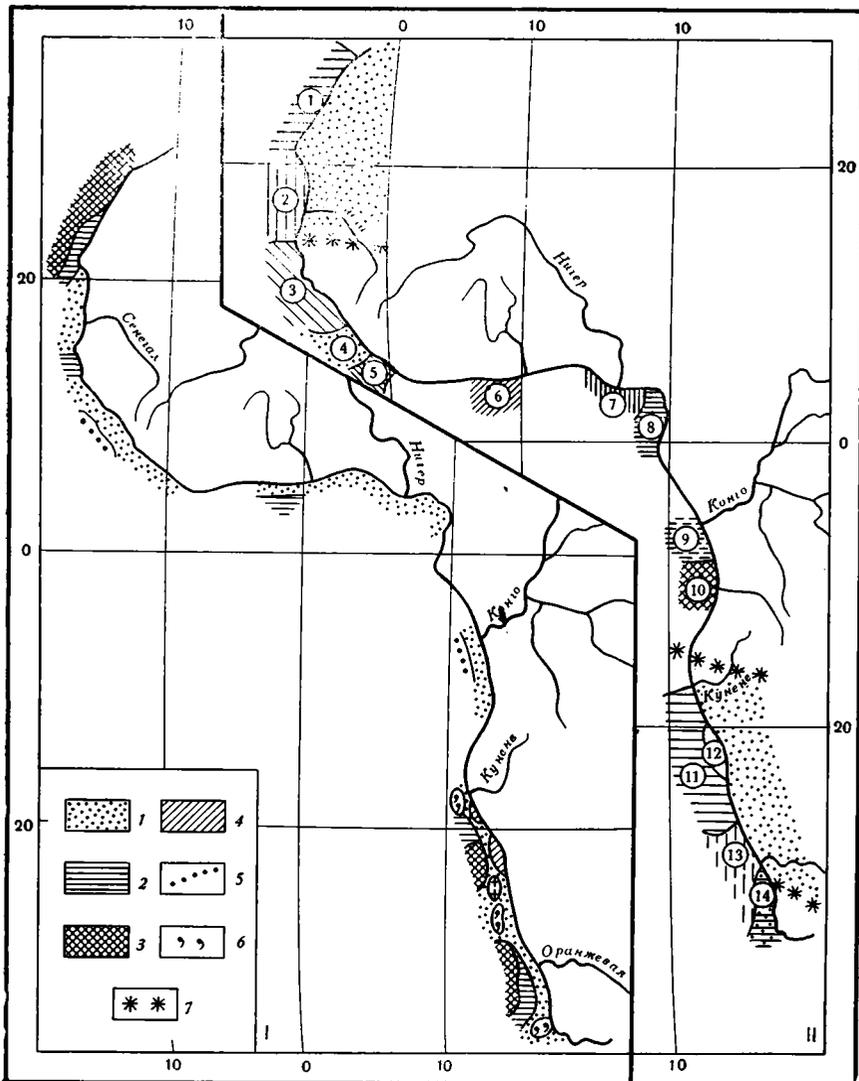
Однако различия, наблюдаемые в минеральном составе шельфовых осадков из разных климатических зон, могут быть обусловлены не только зональностью выветривания, но различиями петрографического состава пород питающих провинций. Влияние последнего фактора на соотношение устойчивых и умеренно устойчивых минералов в осадках может быть аналогичным влиянию выветривания: в условиях одного типа выветривания продукты денудации осадочных и магматическо-метаморфических пород обычно различаются тем, что первые содержат больше устойчивых и меньше умеренно устойчивых минералов. Поэтому для того чтобы проследить влияние зональности выветривания в наиболее «чистом виде», необходимо при анализе свести к минимуму влияние петрографического состава пород питающих провинций. Это достигается сравнением ассоциаций минералов терригенно-минералогических провинций, расположенных в разных климатических зонах, но питающие провинции которых сложены породами одного петрографического состава. Влияние питающих провинций можно проследить, если сравнить те провинции, где материнские породы представлены разными типами,



Фиг. 1. Схема (внизу, слева) питающих провинций Западной Африки (по Sedimentary Basins, 1966) и физико-географических условий седиментации в прибрежной части океана (вверху справа)

1 — выступы метаморфических пород фундамента платформы; 2 — континентальные отложения системы Карру и Калахари; 3 — морские отложения третично-меловых бассейнов; 4 — морские мезозойско-палеозойские отложения складчатой области Капских гор; 5 — морские палеозойские отложения; 6 — положение станций, где изучали минералогический состав; 7 — границы между климатическими зонами (аридные показаны крапом, экваториальная гумидная — не заштрихована, южная умеренная (субтропическая подзона) — вертикальной штриховкой); 8 — берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем; 9 — абразионные берега; 10 — абразионно-аккумулятивные берега; 11 — лагунные и аккумулятивные берега, 12 — течения: 1) — Канарское, 2) — Гвинейское, 3) — Южное Пассатное, 4) — Ангольское, 5) — Бенгельское

причем расположены они в одинаковых климатических условиях. Такое сравнение будет более наглядным, если сопоставление терригенно-минералогических, питающих и климатических провинций на шельфе Западной Африки представить в виде таблицы (табл. 3). Влияние на минеральный состав осадков (т. е. на количественные соотношения минералов разной степени устойчивости) петрографического состава пород питающих провинций можно выявить, сравнив терригенно-минералогич-

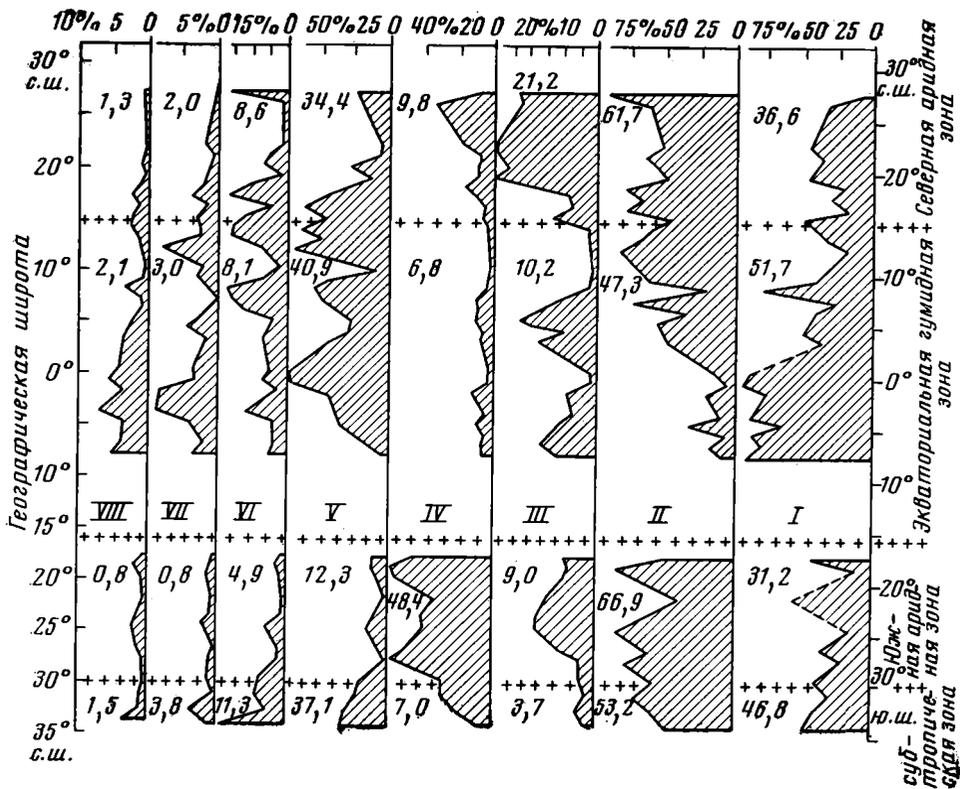


Фиг. 2. Типы донных осадков (внизу слева) и их терригенно-минералогические провинции (вверху справа)

1 — терригенные пески, крупные алевриты, мелкоалевритовые и алеврито-пелитовые илы ($<30\% \text{CaCO}_3$), 2 — биогенные известковые ($50-70\% \text{CaCO}_3$) раковинно-детритовые гравий и пески, фораминиферовые мелкие пески и крупные алевриты, 3 — биогенные сильноизвестковые ($>70\% \text{CaCO}_3$) раковинно-детритовые осадки (гравий и пески) и фораминиферовые мелкие пески и крупные алевриты, 4 — диатомовые илы, 5 — шамозитовые, гидробиотитово-вермикулитовые пески, 6 — глауконитовые пески, 7 — фосфоритовые пески; (вверху справа) — терригенно-минералогические провинции, их названия см. табл. 1

ческие провинции в клетках по горизонтали, а типов выветривания — в клетках по вертикали.

Сравнение средних величин суммарных содержаний умеренно устойчивых (амфиболы + пироксены + эпидот) и устойчивых (циркон + рутит + турмалин) минералов, рассчитанных для терригенно-минералогических провинций, показало, что в условиях одного и того же типа выветривания при переходе от осадочных пород к породам фундамента возрастает количество умеренно устойчивых минералов и снижается содержание устойчивых (клетки по горизонтали). Аналогичным образом



Фиг. 3. Изменение содержания основных терригенных минералов в крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм) верхнего слоя (0—5 см) донных осадков в разных климатических зонах на шельфе Западной Африки

В графике приведены средние содержания минералов для всех проб, расположенных в каждой одноградусной полосе шельфа. Цифры на графиках — среднее содержание (%) минерала в климатической зоне: I — кварц; II — полевые шпаты; III — амфиболы, IV — пироксены; V — магнетит и ильменит; VI — циркон; VII — турмалин, VIII — рутил

меняется минеральный состав осадков в провинциях аридных зон по сравнению с провинциями экваториальной и субтропической зон при однотипном петрографическом составе пород водосбора (клетки по вертикали). Достоверность различий в содержании этих минералов, наблюдаемых между провинциями каждой клетки (межгрупповая или систематическая изменчивость), по сравнению с колебаниями их содержания в провинциях внутри каждой клетки (внутригрупповая или случайная изменчивость) была проверена с помощью однофакторного дисперсионного анализа (Крамбейн, Грейбилл, 1969; Лакин, 1968; Хикс, 1967). Расчеты показали, что различия межгрупповые по сравнению с внутригрупповыми колебаниями статистически достоверны при уровне значимости $P=0,05$.

Таким образом, как и следовало ожидать, на количественные соотношения устойчивых и умеренно устойчивых минералов в осадках шельфа Западной Африки оказывают действие два фактора: петрографический состав пород питающих провинций и тип выветривания. Для того чтобы оценить относительное участие каждого фактора в общей изменчивости содержания минералов разной степени устойчивости, мы подвергли данные их содержания двухфакторному дисперсионному анализу (Крамбейн, Грейбилл, 1969; Хикс, 1967), моделью для которого является табл. 3. Каждый фактор имеет два уровня изменчивости, первый — осадочные породы и породы фундамента, второй — гумидные и

Среднее содержание устойчивых и умеренно устойчивых минералов в терригенно-минералогических провинциях шельфа в связи с изменением состава пород питающих провинций и типа выветривания

| Фактор изменчивости | Петрографический состав пород питающих провинций | | |
|---------------------|--|---|---|
| | породы фундамента | осадочные породы | |
| Тип выветривания | Аридный | Юго-Западная Оранжевая $\bar{x}_1=61,3$ $\bar{x}_2=3,7$ | Сахарская Мавритано-Сенегальская $\bar{x}_1=35,0$ $\bar{x}_2=11,85$ |
| | Гумидный | Все провинции экваториальной зоны, кроме Сенегало-Гвинейской $\bar{x}_1=31,9$ $\bar{x}_2=12,0$ | Сенегало-Гвинейская Южно-Африканская $\bar{x}_1=6,65$ $\bar{x}_2=16,43$ |

\bar{x}_1 — среднее суммарное содержание амфиболов + пироксенов + эпидота для терригенно-минералогических провинций каждой клетки таблицы; \bar{x}_2 — то же для циркона + турмалина + рутила

аридное выветривание, так как при переходе от одного уровня каждого фактора к другому в продуктах денудации содержание малоустойчивых минералов должно возрастать, а устойчивых уменьшаться. Это соответствующим образом должно сказываться на минеральном составе шельфовых осадков. Из результатов двухфакторного анализа (табл. 4) следует, что изменчивость в содержании обеих разновидностей минералов, вызванная действием выветривания, превосходит изменчивость, обусловленную различием петрографического состава питающих провинций.

Таблица 4

Результаты двухфакторного дисперсионного анализа

| Фактор изменчивости | Число степеней свободы, $\frac{n-1}{p}$ | Сумма квадратов отклонений содержания минералов от общего среднего, $\Sigma(\bar{x}-x)^2$ | | Дисперсия, $\sigma^2 = \frac{\Sigma(\bar{x}-x)^2}{n-1}$ | | Критерий, $F = \frac{\sigma^2}{\sigma_{\text{ош}}^2}$ | | $F_{1,12\%}$ | |
|-----------------------------|--|--|--------|--|--------|--|------|--------------|--------|
| | | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | P=0,95 | P=0,99 |
| Тип выветривания (А) | 1 | 21483,7 | 1183,7 | 21483,7 | 1181,3 | 76,9 | 22,7 | 3,92 | 6,85 |
| Состав пород водосбора (В) | 1 | 16263,0 | 852,5 | 16263,0 | 852,5 | 58,2 | 16,4 | 3,92 | 6,85 |
| АхВ-взаимодействия | 1 | 3511,0 | 289,6 | 3511,0 | 289,5 | 12,5 | 5,6 | 3,92 | 6,85 |
| Ошибка (неучтенные факторы) | 124 | 34620,1 | 6435,8 | 279,2 | 51,9 | | | | |

1 — суммарное содержание умеренно устойчивых минералов: амфиболы + пироксены + эпидот;
2 — суммарное содержание устойчивых минералов: циркон + рутил + турмалин

Влияние же каждого из главных факторов на изменчивость значительно превосходит влияние эффекта их взаимодействия и неучтенных причин (ошибки), определяющих случайные колебания в содержании минералов.

Таким образом, в донных осадках шельфа Западной Африки количественные соотношения терригенных минералов разной степени

устойчивости зависят в большей степени от климатической зональности выветривания, чем от петрографического состава пород питающих провинций.

ЛИТЕРАТУРА

- Емельянов Е. М., Сенин Ю. М.* Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.
- Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В.* Типы донных осадков Атлантического океана — «Калининградская правда», 1975.
- Крамбейн Х., Грейбилл Ф.* Статистические модели в геологии. М. «Мир», 1969.
- Лакин Г. Ф.* Биометрия. М., «Высшая школа», 1968.
- Николаева И. В., Сенин Ю. М., Голубова Г. А.* Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки. — Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР 1971, вып. 144, М.
- Сенин Ю. М.* Донные осадки и процессы современного осадкообразования на шельфе Западной Африки. Автореферат диссертации. МГУ, 1971.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хикс Ч.* Основные принципы планирования эксперимента. М., «Мир», 1967.
- Шурко И. И.* Минералогические зоны и провинции в осадках Атлантического океана — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Brückner В. D., Morgan H. J.* Heavy minerals distribution of the continental shelf of Acora, Ghana, West Africa. Deltaic and shallow marine deposits. Amsterdam — London — New York, 1964.
- Sedimentary Basins of the African Coasts. Atlantic Coast Assoc. African Geology Serv., Paris. 1966.
- Senin J. M., Emelyanov E. M.* Mineral composition of bottom sediments in the area of West African shelf. Symposium International. Relations sedimentaires entre estuaires et crateaux continentaux. Bordeaux. 1973.

Атлантический научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Калининград

Дата поступления
17.V.1976

УДК 553.32(265/266)

О СТРОЕНИИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Л] *Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Т. А. КУПРИАНОВА, Б. И. ВОРОНИН*

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Образование железомарганцевых конкреционных руд в озерах (и морях) происходит иначе, чем в океанах (Страхов, 1976). В озерных и морских водоемах, где под верхней окисленной пленкой осадков располагаются слои с восстановительным режимом, источником рудного вещества являются главным образом редуцированные взвеси Mn и Fe. Они принесены с водосборов. Механизм осаждения этих элементов — биохимический. Помимо окисных соединений марганца и железа в сложении конкреционных руд принимают участие карбонаты марганца (кальциевый родохрозит, манганокальцит), железистые вермикулит-монтмориллониты, вивианит и ряд других минералов, появление которых, несомненно, связано с процессами диагенеза. Формирование стяжений в озерных и морских водоемах происходит путем роста их от центра (ядра) к периферии за счет перераспределения вещества самих осадков.

В пелагиали океанов, где господствуют окислительные условия и в разрезе осадков отсутствуют горизонты с восстановительным режимом, источником железа и марганца для построения конкреционных руд яв-

ляется наддонная вода, содержащая ничтожно малые количества растворенных форм Mn и Fe. Механизм осаждения последних и формирования конкреций физико-химический. Парагенезы аутигенных минералов резко отличны от парагенеза минералов руд в озерах и морях. Процессы диагенеза в глубоководных океанских осадках благодаря незначительным содержаниям в них органического вещества резко подавлены и поэтому не играют большой роли в формировании Fe—Mn-руд. Вряд ли их появление связано с перераспределением вещества вмещающих и подстилающих осадков.

Разный механизм образования озерных (морских) и океанских конкреционных руд позволяет предполагать их различное строение. Было высказано мнение, что железомарганцевые конкреции и корки Тихого океана состоят в основном из тесноспаянных между собой микроконкреций разной величины и формы, чего не отмечается у озерных и морских Fe—Mn-конкреций. Такое строение океанских руд установлено при изучении их морфологии, структурного травления специальным реактивом (Штеренберг, 1973), общих химических и спектральных анализов (Штеренберг и др., 1974).

В настоящей статье приведены результаты детального исследования распределения макро- и микроэлементов в горизонтальном и вертикальном срезе Fe—Mn-конкреций и корок. Эти данные существенно дополняют материал, изложенный ранее, и помогут более уверенно судить о строении железомарганцевых образований пелагиали океанов.

Изучение распределения железа, марганца, алюминия, титана, кремния, никеля, кобальта и ряда других элементов выполнялось на микроанализаторе MS-46 сканированием по площади при ускоряющем напряжении 20 кВ и линейным сканированием в выбранном направлении при ускоряющих напряжениях 10 и 15 кВ. Оно сопровождалось изучением прозрачно-полированных шлифов и аншлифов и рентгеноструктурным анализом (FeK α и SgK α) рудного вещества. Материалом послужили образцы конкреций и корок, поднятые во время 9-го рейса НИС «Дм. Менделеев».

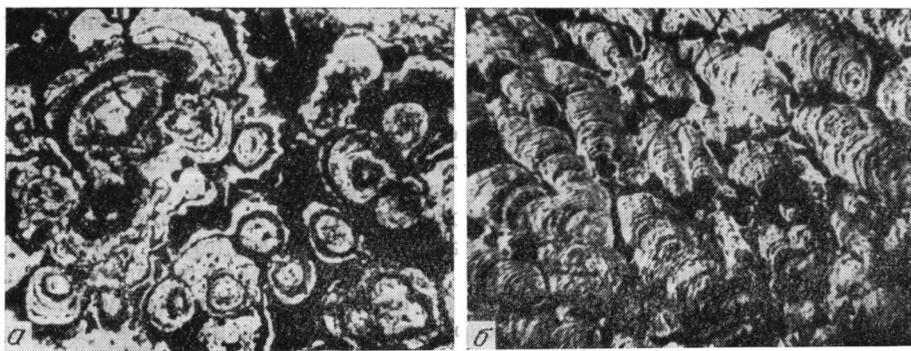
Изучение состава и строения Fe—Mn озерных, морских и океанских конкреций (руд) методом электронно-зондового микроанализатора проводилось и раньше. Озерные руды изучались таким же методом Р. Гаррисом и А. Троупом (Harriss a. Troup, 1969), морские — Б. Винтерхальтером и У. Сиввола (Winterhalter a. Siivola, 1967), океанские — Р. Барнсом и Д. Фюрстенау (Burns a. Fuerstenau, 1966), Д. Кронаном и Дж. Тумсом (Cronan a. Tooms, 1968), Гончаровым с соавторами (1973), Д. Оствальдом и Ф. Фразером (Ostwald a. Frazer, 1973), Андрущенко с коллегами (1975).

Исследование распределения в озерных и морских рудах Mn и Fe позволило подойти к установлению темпа и времени их роста, а также получить представления о соотношениях между этими элементами. В океанских конкрециях этот метод использовался для выявления связей между макро- и микроэлементами. Некоторые из указанных выше авторов также пытались получить данные о характере накопления основных компонентов в различных марганцевых минералах.

СКАНИРОВАНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ СРЕЗОВ Fe — Mn-ОБРАЗОВАНИЙ

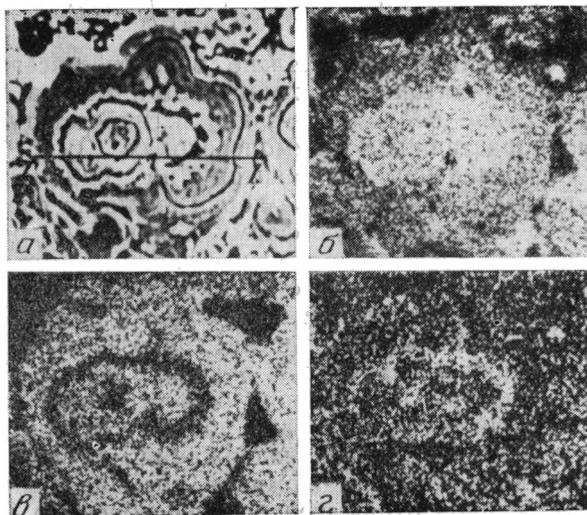
Электронзондовое изучение распределения макро- и микроэлементов было выполнено на Fe—Mn-стяжениях Тихого океана, но более детально в корке (ст. 613), пространственная ориентировка которой вполне определена.

Станция 613 (19°09' ; 177°41' з. д.) расположена в районе поднятия Маркус-Неккер, где на осадконакопление большое влияние оказывают



Фиг. 1. Текстурные рисунки Fe—Mn-корки ст. 613, Тихий океан, свет отраженный, без анализатора, $\times 45$; а — горизонтальный срез; б — вертикальный

процессы, происходящие в областях с расчлененным рельефом (оползни, обвалы, мутьевые потоки и т. п.). Глубина ст. 613 равна 4980 м. Верхняя часть разреза осадков, завершающихся тонкой Fe—Mn-коркой (толщина 2,4—2,6 мм), сложена красной глубоководной глиной, почти на 80% состоящей из фракции 0,01—0,001 мм (Лисицина и др., 1976).



Фиг. 2. Изображение участка корки (горизонтальный срез): а — в поглощенных электронах, б, в, г — в рентгеновском излучении соответственно: Fe, Ni, Co

Медианный диаметр этих осадков равен 0,004 мм, что позволяет относить их к алевро-пелитовым илам (Безруков и др., 1970). Под микроскопом в иммерсионных препаратах фракции 0,1 мм верхнего слоя ила установлены фораминиферы, кварц, обломки кремнистых пород, вулканические стекла, радиолярии, спикулы губок, кристаллы филлипсита и др. (Логвиненко, Сузюмов, 1975).

Изучение Fe—Mn-корок, поднятых со дна Тихого океана во время 9-го рейса НИС «Дм. Менделеев», включая корку со станции 613, позволило прийти к выводу о различиях текстурно-структурных рисунков их горизонтальных и вертикальных срезов (фиг. 1). В горизонтальном срезе корки вырисовываются округлые и овальные или близкие к ним

существенно рудные образования, характеризующиеся зональным строением. Промежутки между ними выполнены также рудным веществом с заметной долей терригенного материала. Размер округло-овальных образований изменяется от сотен до нескольких тысяч микронов.

Рудные компоненты, участвующие в сложении Fe—Mn-корки ст. 613, под микроскопом выглядят как типично изотропные вещества, не обладающие двуотражением и анизотропией. Рентгеноструктурный анализ также показал, что среди них нет тодорокита (10-Å манганит), бирнессита (7-Å манганит) и других марганцевых и железистых нерентгеноаморфных минералов. На отсутствие в составе минералов, участвующих в сложении корки ст. 613, тодорокита и бирнессита, которые, по мнению ряда исследователей, являются основными в океанских рудах вообще, указывают и величины отражения железо- и марганцевородного вещества корки (таблица), замеренные прибором «ПИР» на воздухе (Л. Вяльсов, ИГЕМ АН СССР).

Величины отражения разного по цвету рудного вещества, слагающего корку ст. 613, %

| Длина волны (λ) | 440 | 460 | 480 | 500 | 520 | 540 | 560 | 580 | 600 | 620 | 640 | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Бело-серое | 12,3 | 11,5 | 11,3 | 11,3 | 11,0 | 10,9 | 10,7 | 10,4 | 10,5 | 10,4 | 10,3 | 10,1 | 10,0 | 10,0 | 9,9 | 9,7 |
| Серо-белое | 17,9 | 16,2 | 15,4 | 14,5 | 14,5 | 14,2 | 14,1 | 13,8 | 13,6 | 13,4 | 13,4 | 13,1 | 12,9 | 12,7 | 12,6 | 12,4 |

Рудное вещество здесь представлено, вероятнее всего, микрозернистыми гидроокисными соединениями марганца и железа, которые могут быть отнесены к группе псиломелан-вадов и гидрогетиту, находящихся в тесных взаимопрорастаниях и взаимопереходах.

Картина распределения элементов на одном из участков (200×200 мк) горизонтального среза корки видна на фиг. 2. Для этого участка, имеющего почти округлую форму, характерно зональное строение. В центре вырисовываются два тесно связанных между собой образования, охваченных тонкой полоской темно-серого, почти черного цвета в отраженном свете. В строении этой полоски помимо гидроокислов марганца и железа принимают участие тонкозернистые терригенные частицы. Концентрация марганца, как видим на фиг. 2, б, увеличивается от периферии к центру. В противоположность этому железо показывает повышенные количества в краевых частях с резким понижением в тех зонах, где установлены высокие содержания марганца (см. фиг. 2, в). Наиболее высокие концентрации алюминия, кремния и титана попадают на участки с пониженной отражательной способностью. Никель по существу повторяет картину распределения марганца, а кобальт следует в основном за железом (см. фиг. 2, г).

Сканирование по линии, пересекающей рассматриваемый участок Fe—Mn-корки, позволяет более детально рассмотреть поведение указанных выше элементов (фиг. 3). Повышенные содержания алюминия (до 7,5—8%) обычно приурочены к темным полоскам, окаймляющим центральную и периферические части участка. Кремний и титан в общем следуют за алюминием, определяя общий нерудный фон. Расхождение между ними прослеживается только в тех точках, где резко возрастает концентрация одного из элементов по сравнению со средним фоновым. Содержание марганца на рассматриваемом участке корки не опускается ниже 6—7%, что намного выше кларковой величины его во вмещающих илах или близких к ним по генезису осадках (Глаголева и др., 1975).

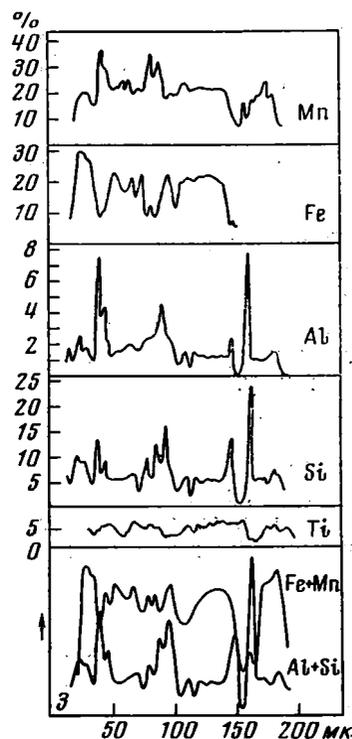
Наиболее высокие содержания марганца (32—36%) попадают на сравнительно тонкую серо-белую полоску в краевой зоне. В среднем ко-

личество марганца 19—21%. Железо в общем не согласуется с марганцем и только на отдельных участках они следуют друг за другом. Среднее содержание железа 17%.

При сравнении содержаний основных рудных (Mn—Fe) и нерудных (Al+Si) компонентов нетрудно убедиться в их обратных соотношениях.

В вертикальном срезе корки ст. 613 (см. фиг. 1, б) и других корок, на осадочных и магматических породах преобладают текстуры, относимые П. Ф. Андрущенко и Н. С. Скорняковой (Скорнякова, Андрущенко, 1964; Андрущенко, Скорнякова, 1967; Скорнякова, Андрущенко, 1970) к полосчато-колломорфным. По мнению этих исследователей, текстуры подобного типа представляют собой участки палагонитового и монтмориллонитового состава, замещенные рудным веществом. Рудные скопления здесь образуют дендриты, однообразного минералогического состава (псиломелан в тесном сростании с гидроокислами железа и глинистым веществом) и сложного внутреннего строения, характеризующегося тончайшим переслаиванием полосок гидроокислов марганца и железа. Среди них частично сохраняются скопления монтмориллонита также колломорфного строения. Судя по фиг. 1, б и 4, а, форма текстурного рисунка вертикального среза корки чрезвычайно напоминает столбчатые постройки строматолитов.

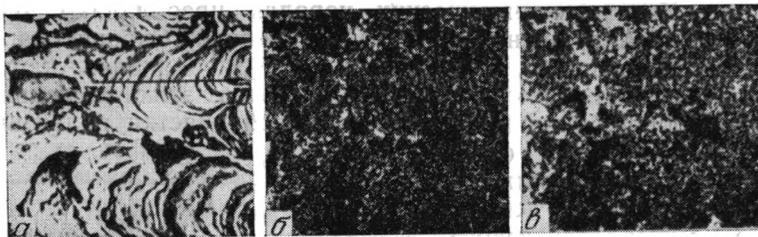
Длина каждого «столбца» согласно замерам, проведенным на корках из Тихого океана, варьирует в довольно широких пределах, превышая иногда 500 мк. Часто же длина «столбцов» 200—250 мк. Встречаются небольшие по размеру образования (первые десятки микрон). Толщина их также не остается постоянной. Иногда верхние части «столбцов» значительно шире, чем нижние (230—200 и соответственно 100—120 мк). В ряде построек ширина средней части больше верхней и нижней. Между разветвлениями «столбчатых построек» обычно располагается тонкий материал, представленный, как правило, глинистым веществом, обломками минералов алевро-пелитовой размерности (кварц, плагиоклазы, стекла и пр.), и в значительной степени переработанные кремнистые и карбонатные биогенные образования. Все это с разной степенью интенсивности проникнуто гидроокислами марганца и железа. Строение «столбцов» достаточно сложное. Характерна тонкая полосчатость, обусловленная чередованием рудного и нерудного материалов. Менее отчетливо эта слоистость вырисовывается внутри рудных образований, хотя в отраженном свете под микроскопом можно наблюдать перемежаемость весьма тонких слоев благодаря различным оттенкам (серо-белый, бело-серый и светло-серый) и разному рельефу. Четко подразделить слои, по составу сложенные гидроокисными соединениями железа либо марганцем, нам не удалось. Не удалось это сделать и при микроскопических исследованиях горизонтального среза корки. Вероятно, в отличие от Fe—Mn-образований озер и морей, где



Фиг. 3. Соотношение концентраций Mn, Fe, Al, Ti и Si по линии I—I (горизонтальный срез на фиг. 2, а)

окисные соединения марганца и железа достаточно четко отделены друг от друга, в условиях океана разделение этих фаз неполное.

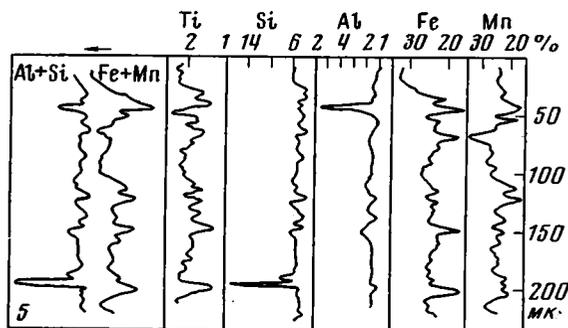
Толщина слоев обычно первые микроны и даже их десятые доли. Встречаются вместе с тем и более широкие прослойки до 25—30 мк и больше.



Фиг. 4. Изображение участка корки (вертикальный срез): а — в поглощенных электронах; б, в — в рентгеновском излучении соответственно Al, Si

Важно, на наш взгляд, отметить, что слои в «столбцах» расположены не горизонтально, а имеют несколько изогнутую форму. Их выпуклая часть почти всегда обращена вверх, т. е. к наддонной воде. Лишь в самой нижней части корок отмечаются небольшие по протяженности и толщине участки, где «столбчатые постройки» обращены выпуклостью книзу.

При сканировании по площади одного из участков вертикального среза корки видно, что алюминий, кремний и титан показывают повышенные содержания главным образом за пределами тонкослоистой структуры, между «столбцами» и в их основании (фиг. 4). Марганец и железо при этом создают внутри «столбчатых построек» тонкую зональность. То же самое можно сказать и о Ni, Co, Cu и др.



Фиг. 5. Соотношение концентраций Mn, Fe, Al, Ti и Si по линии II—II (вертикальный срез)

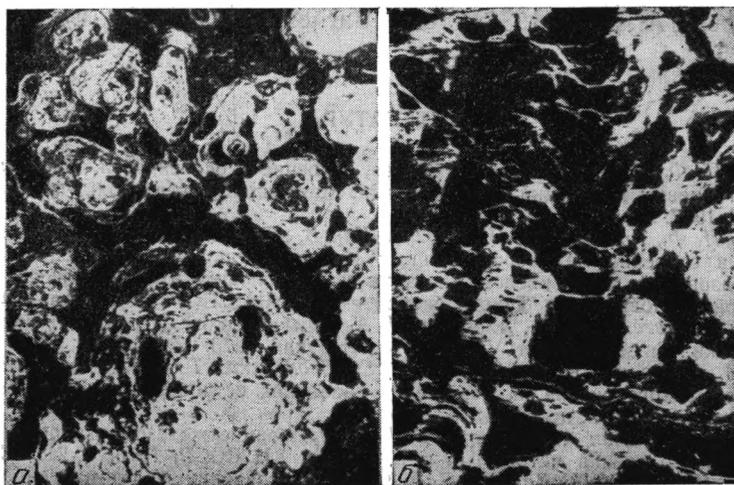
Поведение рассматриваемых элементов, как и в горизонтальном срезе Fe—Mn-корки, более четко выявляется при линейном сканировании (фиг. 5). Судя по кривой распределения алюминия в вертикальном срезе одного из участков корки, содержание этого элемента здесь 1,5—1,2%. На этом фоне вырисовываются большие по размеру пики, указывающие на увеличение содержания Al до 2—2,5%. Лишь в единичных случаях его концентрация внутри «столбца» достигает 6%. Изменение содержания кремния в этом же разрезе более сложно, чем алюминия, хотя во многих пунктах оно в общем согласовано и расходится лишь при повышенных концентрациях. Количество кремния не

опускается ниже 1,2%. Максимум его составляет 16—17%, а в среднем по разрезу содержания кремния 5,2—5,3%. Концентрация основного рудного компонента, марганца, также не остается постоянной; по вертикальному срезу одного из участков Fe—Mn-корки она изменяется от 1,6 до 33—34%. Сходным путем изменяется в этом же профиле и железо. Среднее содержание железа, рассчитанное в пределах рассматриваемого профиля по вертикальному срезу корки, очень близко к среднему содержанию марганца и равно 16%.

Сравнение сумм содержаний рудных (Mn+Fe) и основных нерудных (Al+Si) компонентов свидетельствует, как и в горизонтальном срезе, об их обратных соотношениях, что, по нашему мнению, еще раз подчеркивает влияние разбавляющего терригенного материала на океанское рудообразование.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Микроскопическое изучение строения Fe—Mn-корок Тихого океана свидетельствует о резко отличных структурно-текстурных рисунках их горизонтальных и вертикальных срезов. В горизонтальном срезе это скопление округлых и овальных или близких к ним по форме образований с зональным строением. В вертикальном срезе эти же участки корок представляют собой тонколистные выделения, напоминающие по внешнему виду столбчатые постройки. Такие различия текстур горизонталь-



Фиг. 6. Текстуры рисунки Fe—Mn-конкреции уплощенной формы (ст. 623, Тихий океан). Свет отраженный, без анализатора, $\times 90$.
а — горизонтальный срез; б — вертикальный

ных и вертикальных срезов устанавливаются не только у корок, но и у конкреций. Особенно четко проявляется это у образований уплощенной формы (фиг. 6).

Сканирование различных участков указывает на зональность распределения элементов по площади. Следовательно, микрообразования, доминирующие в строении Fe—Mn-конкреций и корок, не являются произвольными выделениями гидроокислов марганца и железа типа глобулей (Ильин и др., 1975) или объемных дендритов (Андрущенко, Скорнякова, 1967), как правило, лишенных сложного внутреннего строения. Более правильно относить их к микроконкрециям (Штеренберг и др., 1974). Несомненно, что подобные текстуры могли образовыв-

ваться путем постепенного нарастания рудного материала сверху вследствие медленного осаждения растворимых форм марганца и железа из придонной воды. Процесс этот, судя по литературным данным, протекает очень медленно (Barnes, Dymond, 1967; Somayajulu et al., 1971; Ку, Вроеккер, 1969; Ку, Glasby, 1972) и, несомненно, контролируется скоростью и интенсивностью поступления на дно тонких терригенных и биогенных частиц (Страхов, 1974, и др.). Напомним, что в основании «столбцов», слагающих рудные постройки, и между ними повсеместно располагается тонкая терригенная примесь, проникнутая гидроокислами марганца и железа. Вероятно, осаждаемые из воды рудные и сопутствующие им компоненты в значительной степени переводились в окисные формы и при этом теряли подвижность внутри верхней пленки осадков, где происходило образование Fe—Mn-конкреций. По данным Н. М. Страхова (1976) и ряда других исследователей, в условиях пелагиали океанов, где господствует окислительная среда, и в разрезах отсутствует восстановительный горизонт, нет и не может быть ощутимых поступлений рудообразующих элементов из нижерасположенных осадков в поверхностную зону, где образуются Fe—Mn-руды. По нашему мнению, нет ощутимых поступлений Mn и Fe из иловой воды, поскольку процессы диагенеза здесь резко ослаблены вследствие отсутствия редуцента. Это исключает рост Fe—Mn-конкреций от центральной их части к периферии за счет перераспределения вещества самих осадков. Установленные нами детали строения Fe—Mn океанских руд согласуются с представлениями о возможном механизме их образования (Goldberg, Argenius, 1958; Grefer, Barnes, 1974, и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Состав, строение и особенности образования железомарганцевых конкреций Тихого океана. Марганцевые месторождения СССР, М., «Наука», 1967.
- Андрущенко П. Ф., Градусов Б. П., Ероцев-Шах В. А., Яшина Р. С., Борисовский С. Е. Состав и строение метаморфизованных железомарганцевых конкреций, жильных новообразований гидроокислов марганца и вмещающих их пеллагических осадков в Южной котловине дна Тихого океана.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1.
- Безруков П. Л., Петелин В. П., Алексина И. А. Типы осадков, их распространение и состав.— В кн.: Тихий океан, т. VI, кн. 1, М., «Наука», 1970.
- Глаголева М. А., Волков И. И., Соколов В. С., Ягодинская Т. А. Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.
- Гончаров Г. Н., Калямин А. В., Лурье Б. Г. Исследование железомарганцевых конкреций из Тихого океана методом я. г. р.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3.
- Ильин А. В., Шурко И. И., Богоров Г. В. О распространении железомарганцевых конкреций в районе островов Зеленого Мыса (Атлантический океан)— Океанология, 1976, т. XV, вып. 4.
- Лисицина Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Донные осадки на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Логвиненко Н. В., Сузюмов А. Е. О специфике внутриокеанического осадконакопления.— Сов. геология, 1975, № 3.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железомарганцевые конкреции Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железомарганцевые конкреции Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, т. VI, кн. 2, М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М. Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смысл.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.
- Страхов Н. М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.
- Штеренберг Л. Е. К методике обесцвечивания железомарганцевых образований в прозрачных шлифах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Штеренберг Л. Е., Степанова К. А., Ильичева Л. В. Детали строения Fe—Mn-конкреций Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3.
- Barnes S. S., Dymond I. R. Rates of accumulation of ferro-manganese nodules.— Nature, 1967, v. 213.

- Burns R. G. and Fuerstenau D. W.* Electron-probe determination of inter-element, relationships in manganese nodules.— *Amer. Mineralogist*, 1966, v. 51.
- Crerar D., Barnes H.* Deposition of deep-sea manganese nodules.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, No. 2.
- Cronan D. S. and Tooms J. S.* A microscopic and electron probe investigation of manganese nodules from the northwest Indian ocean.— *Deep-Sea Res.*, 1968, v. 15.
- Goldberg E. D., Arrenius G.* Chemistry of pelagic sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, v. 13, No. 2/3.
- Harriss R. S., Troup A. G.* Freshwater ferromanganese concretions: Chemistry and internal structure.— *Science*, 1969, v. 166.
- Ku T. L. and Broecker W. S.* Radiochemical studies of manganese nodules of sea origin.— *Deep-Sea Res.*, 1969, v. 16.
- Ku T. L. and Glasby G. P.* Radiometric evidence for the rapid growth rate of shallow-water continental margin manganese nodules.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, v. 36, No. 6.
- Ostwald Y. and Frazer F. W.* Chemical and mineralogical investigations on deep-sea manganese nodules from Southern ocean.— *Mineralium Deposita*, 1973, v. 8, No. 4.
- Somayajulu B., Heat G., Moore H., Cronan D.* Rates of accumulation of manganese nodules and associated sediment from the equatorial Pacific.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, No. 6.
- Winterhalter B. and Siivola I.* An Electron microprobe study of distribution of iron, manganese and phosphorus in concretions from the Gulf of Bothnia, Northern Baltic Sea. *Comptes Reuds Soc., geol., Finlande*, XXXIX, *Bull. Commission Geologique de Finlande*, 1967, No. 229.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
20.VIII.1976

УДК 551.351 (265/266)

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ ЯНТАРЯ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ САХАЛИНА

А. Д. ЖИЖИН

Россыпи янтаря¹ на востоке Евразийского континента известны на Сахалине, Камчатке, в Приморье, Японии, Корее и других пунктах. В 1854 г. Д. И. Орловым был обнаружен янтарь на морском побережье о. Сахалин у села Фирсово (Невельской, 1969). В последние годы текущего столетия находки янтаря, имеющие лишь минералогическое значение, отмечались в палеогеновых и неогеновых угленосных отложениях и четвертичных образованиях близ пос. Чистоводное Холмского района, на пляже у пос. Ай и между поселками Дудино и Стародубское Долинского района, по р. Онорке в Смирныховском районе, на Вахрушевском, Лопатинском и других месторождениях каменных и буровых углей (фиг. 1). В. С. Трофимов (1973) относит сахалинские россыпи янтаря к Дальневосточной субпровинции Евразийской янтареносной провинции, а С. С. Савкевич (1973) объединяет их с россыпями Приморья и, возможно, восточной Камчатки в Дальневосточный ареал распространения янтаря и янтареподобных ископаемых смол.

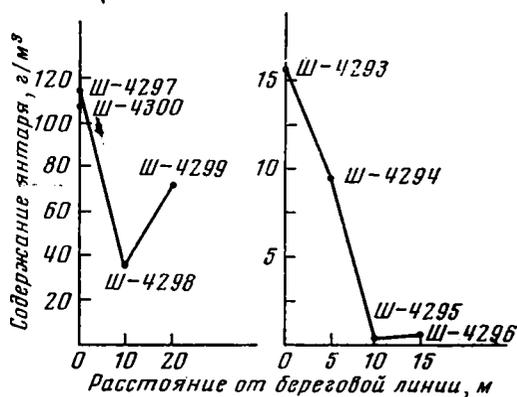
Впервые россыпи янтаря на восточном побережье Южного Сахалина были исследованы в 1972 г. сотрудниками ВНИГРИ и ПИН АН СССР С. С. Савкевичем, В. В. Жерехиным и И. Д. Сукачевой. Наиболее богатые выбросы янтаря (по заключению С. С. Савкевича — румынита) были зафиксированы на пляже, близ пос. Стародубское, и на территории этого

¹ К янтарю вслед за В. С. Трофимовым (1973) отнесены все ископаемые смолы, пригодные к механической обработке.

поселка, у рыбообрабатывающей базы. Было высказано предположение о наличии коренных отложений с янтарем на шельфе у пос. Стародубское и продолжении слоев янтарьсодержащих пород на суше. Основанием этому предположению послужили приуроченность находок янтаря к прибрежно-морским современным образованиям, отсутствие его в отложениях долин рек и ручьев, слабая окатанность зерен янтаря и наличие окисленной корки с углистой покрывкой у многих образцов. Предполагалось, что запасы янтаря здесь значительные, и поэтому были рекомендованы разведочные работы.



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Схема размещения россыпей (а) и проявлений (б) янтаря (I), месторождений бурого (II) и каменного (III) углей с включениями янтареподобных смол в южной части о. Сахалина

I — Онорское; 2 — Фирсовское; 3 — Айское; 4 — Стародубская; 4 — Чистоводнинское; 6 — Вахрушевское; 7 — Макаровское; 8 — Угледарское; 9 — Тихоновичское; 10 — Лопатинское

Фиг. 2. График изменения содержаний янтаря в современных пляжных отложениях близ пос. Стародубское; слева — участок 1, справа — 2

Поисково-оценочные работы на янтарь в районе пос. Стародубское были выполнены в 1973—1974 гг. на трех участках (в 100, 2500 и 3200 м восточнее рыбообрабатывающей базы) и заключались в проходке на каждом из них по одной линии шурфов вкрест линии пляжа шириной 20—40 м. Глубина шурфов до уровня воды или коренных пород 0,80—1,20 м. Промывка янтарьсодержащих отложений производилась в баке с солевым раствором удельного веса 1,2 г/см³. В каждую пробу поступал весь материал, извлеченный из шурфа при его углублении в среднем на 0,20 м. Время промывки грунта каждой пробы 0,5—1,0 час. Всплывший на поверхность янтарь отбирался вручную.

Наиболее богатые концентрации янтаря (до 272 г/м³) установлены на участке 1, где они связаны с приповерхностным слоем (таблица). В шурфах на участке 3 янтарь практически отсутствует.

Обычно янтарь тяготеет к песчано-гравийно-галечным образованиям, содержащим примесь водорослей, обломков раковин, моллюсков, пан-

цирей морских ежей и крабов, а также обломки угля (нередко с включением зерен янтаря разной величины и формы) и другими биогенными и техногенными осадками. В собственно песчаных отложениях с включением валунов и гальки янтарь отсутствует или обнаружен в ничтожно малых количествах (единичные зерна).

На концентрацию янтаря у ковша Стародубской рыббазы, вероятно, влияет это сооружение, препятствующее вдольбереговому морскому течению. Здесь янтарь и сопутствующие ему обломки угля, куски древесины и пучки водорослей выходят из полосы течения и прибывают к берегу. Подобное явление, хотя и в меньших масштабах, наблюдается севернее (вплоть до устья р. Найба и поселков Фирсово — Взморье) и южнее пос. Стародубское (до бывшего пос. Остромысовка). Южнее мыса Острый береговая линия круто поворачивает к югу, течение отрывается от берега и проходит мористее. В связи с этим теряется экранирующая роль мелких мысков.

Содержание янтаря в современных пляжных отложениях близ пос. Стародубское

| Интервал отбора проб., м | Содержание янтаря (минимальное, максимальное, среднее), г/м ² | | Интервал отбора проб., м | Содержание янтаря (минимальное, максимальное, среднее), г/м ² | |
|--------------------------|--|-----------|--------------------------|--|-----------|
| | участок 1 | участок 2 | | участок 1 | участок 2 |
| 0,00—0,20 | 48—272 (136) | 0—20 (9) | 0,61—0,80 | 20—28 (24) | 0—12 (6) |
| 0,21—0,40 | 32—112 (58) | 2—8 (4) | 0,81—1,00 | | 0—2 (1) |
| 0,41—0,60 | 20—84 (45) | 0—24 (10) | 1,01—1,20 | | 1 |

На участках 1 и 2 в прибрежной полосе развит бенч. С увеличением его ширины содержание янтаря в прибрежной полосе уменьшается. На пляже с удалением от береговой линии на расстояние до 10 м содержание янтаря в прибрежно-морских отложениях уменьшается, а затем вновь возрастает (фиг. 2). Вероятно, в период сильных штормов, особенно осенью и весной, янтарь забрасывается к тыловой линии пляжа. Под действием же слабых штормов и приливно-отливных явлений заливаются лишь часть пляжа, откуда янтарь легко смывается и затем перетлагается в других местах. Тыловая же часть пляжа при слабых штормах, приливах и отливах остается нетронутой. Здесь под действием ветров янтарь присыпается песком и благодаря периодическому повторению циклов постепенно формируется россыпь. В средней части пляжа принос и вынос янтаря почти равнозначны при некотором превышении первого.

По фракционному составу стародубский янтарь в основном может быть отнесен к лаковому классу, реже к прессовочному (8—31 мм), и лишь единичные образцы пригодны для ювелирных поделок. Форма зерен уплощенная, удлинённая, иногда в виде капель и натеков. Текстура янтаря массивная, натечно-скорлуповатая, натечно-слоистая. Прозрачность от совершенной до непрозрачной. Цвет от вишневого до бледно-желтого, блеск на свежем сколе обычно стеклянный. Порода мягкая, вязкая, легко шлифуется и полируется. По данным анализа единичных образцов, удельный вес янтаря 1,06—1,11 г/см³; твердость 2,0—2,5, элементарный состав (%): С^r—79,30, Н^r—9,90, S—0,35, N—0,23, O^r—10,16. Спектральным анализом обнаружены Mn (0,006%) и Cu (0,001%). Зольность янтаря 0,2%.

Формирование россыпи янтаря у пос. Стародубское связано, вероятно, с продуктами размыва и переноса вдольбереговыми морскими течениями песчано-глинистых угленосных осадков с единичными зернами янтаря, развитых в прибрежной полосе Макаров — Взморье. Здесь в миоцене в условиях субтропического влажного климата накапливались мощные толщи континентальных прибрежно-морских, дельтовых и лагун-

ных отложений близ участков суши с широко развитой вечнозеленой растительностью.

Вынос янтаря в район пос. Стародубское, возможно, осуществляется также р. Найбой и ее притоками, берущими начало в пределах Лопатинского каменноугольного месторождения палеогенового возраста (фиг. 1). Формирование угленосных отложений на месторождении началось в континентальной и закончилось в прибрежно-бассейновой обстановке. По условиям образования в продуктивной свите выделяются три пачки: нижняя аллювиальная (200—300 м), средняя аллювиально-болотная (150—200 м) и верхняя аллювиально-бассейновая (более 60 м). Представлены они алеврито-глинистыми разностями (примерно 80% мощности разреза), песчаниками и конгломератами (около 13%), углем и углистыми аргиллитами (7%).

Максимальная угленосность (до 70 пластов, в том числе 36 рабочих) установлена в центральной части месторождений на поле шахты «Долинская». Южнее количество угольных пластов уменьшается до 2—3 (участок Тепловодский), а севернее до 3—6 (участок Лопатинский 1). Сокращение угленасыщенности разреза в этих направлениях связано с размывами угли пластов, выклиниванием их и фациальным замещением внутри угленосной свиты.

Угли месторождения каменные, марки Д. Исходным материалом для их накопления служили как травянистая и кустарничковая растительность, так и древесные породы. На отдельных участках угли содержат многочисленные включения ископаемых смол и липоидных компонентов, в связи с чем имеют повышенный выход летучих веществ (49—51%), водорода (5,6—7,8%) и первичных смол (8,4—17,4%). Причем количество их возрастает к нижним пластам.

При формировании россыпей янтаря основную роль, видимо, играла нижняя аллювиальная пачка угленосной свиты, накопившаяся в континентальной обстановке. Для отложений этой пачки, включающей многочисленные пласты и прослои угля, характерны глубокие внутрiformационные размывы с высвобождением включений ископаемых смол и возможным выносом их постоянными и временными водоотоками в р. Найба с последующей транспортировкой на побережье Охотского моря.

Угли с высокими включениями янтареподобных смол известны также на шахте им. Артема и Шкотовском месторождении угля в Приморском крае (Осколков, 1938). В рядовом угле шахты им. Артема включения ископаемых смол составляют 0,0025%, на других участках несколько выше. Выборочная разработка таких участков позволяла добывать угли с содержанием 2—3% ископаемой смолы, а при ручной сортировке оно доходило до 8—10%.

Местные источники янтаря в районе пос. Стародубское на суше отсутствуют. По данным гидрогеологической скважины 1, пробуренной в 1960 г. на территории рыбообрабатывающей базы, геологический разрез здесь представлен четвертичными слабосцементированными светло-серыми песками с включениями гальки. Мощность песков 18 м. Ниже, до глубины 79 м, скважиной вскрыты хлоритизированные и окварцованные сланцы вальзинской серии ниже-среднепалеозойского возраста. Аналогичный разрез вскрыт скважинами 2 (в 300 м южнее скважины 1) и 3 (в долине р. Найба). Мощность четвертичных песков по скважине 2 равна 10 м, по скважине 3 — 34 м.

Таким образом, россыпь янтаря в районе пос. Стародубское является современной, прибрежно-морской, динамической. Для нее характерна миграция янтаря совместно с биогенными и техногенными материалами. Наибольшее количество полезного ископаемого сосредоточено в волноприбойной и тыловой частях пляжа. В первой янтарь беспрерывно перемещается, во второй — медленно накапливается. Из-за низких содержаний янтаря, особенно крупных фракций, россыпь может представлять

интерес лишь для ручного сбора. Наиболее благоприятны для этого послештормовые периоды в весеннее и осеннее время. Изложенные результаты поисково-оценочных работ подтверждают вывод С. С. Савкевича (1971) о обычной неперспективности современных россыпей янтаря и других янтареподобных ископаемых смол.

Вместе с тем широкое распространение янтарьсодержащих пород на Южном Сахалине вызывает необходимость проведения ревизионно-опробовательских работ на янтарь в районах распространения угленосных отложений и аккумуляции продуктов их разрушения. Эти работы должны сопровождаться изучением условий образования осадков, геолого-геоморфологических, тектонических, литологических и других факторов, а в прибрежно-морских условиях — исследованием скорости и направления морских течений, особенно придонных, конфигурации береговой линии и рельефа морского дна. Первоочередной интерес имеют районы Лопатинского, Тихоновичского, Вахрушевского, Макаровского, Угледарского и других месторождений угля, где известны находки ископаемых смол в угольных пластах и вмещающих их породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Невельской Г. И.* Подвиги русских морских офицеров на крайнем востоке России. 1849—1855. Хабаровск, 1969.
- Осколков В. Л.* Копалы и их применение.— Разведка недр, 1938, № 8—9.
- Савкевич С. С.* К определению поисковых критериев месторождений янтаря и некоторых других янтареподобных ископаемых смол.— В сб.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.
- Савкевич С. С.* Состояние изученности и перспективы янтареносности СССР.— Сов. геология, 1973, № 5.
- Трофимов В. С.* Янтарь и принципы классификации ископаемых смол.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.

Сахалинское территориальное
геологическое управление,
Южно-Сахалинск

Дата поступления
11.V.1976

УДК 549.67 : [551.767.3+551.781.3] (284.86)

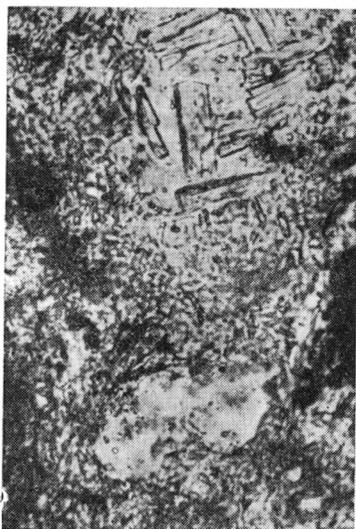
ЦЕОЛИТЫ ГРУППЫ ГЕЙЛАНДИТА В ПОГРАНИЧНЫХ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРНОГО КРЫМА

В. В. ШЕХОТКИН, Л. П. ГОРБАЧ, С. И. ДАВИДИЧ

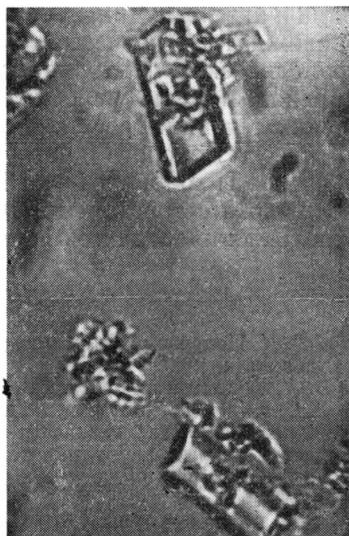
Аутигенные осадочные цеолиты широко развиты в мезозойско-кайнозойских отложениях юга и юго-востока Русской платформы (Бутузова, 1964; Бушинский, 1954; Михайлов, Кринаи, 1970; Шамрай, 1952, 1972; Шуменко, 1962, 1971). Г. И. Бушинским (1954) упоминаются цеолиты из верхнемеловых отложений Крыма, правда, без указания адреса находок и точной стратиграфической привязки. Основываясь на прогнозной оценке территории Русской платформы на цеолиты, данной А. С. Михайловым и А. И. Кринари (1970), предположение о возможной цеолитоносности отложений мела и палеогена Крыма высказал В. А. Супрычев (1971).

Нами обнаружены цеолиты в отложениях кампанского, маастрихтского, датского и качинского ярусов Горного Крыма. Как правило, цеолиты тяготеют к породам, обогащенным аутигенным кремнеземом опал-

кристобалитового ряда — опокам, опокovidным глинам, гезоподобным породам, кремнеземистым известнякам, особенно изобилующим остатками спикул губок. Все эти породы развиты преимущественно в центральной и восточной частях Горного Крыма (Шехоткин, 1972). Наиболее значительные концентрации цеолитов (до 5—7%) отмечаются в гезоподобных породах центрального участка. Здесь же рентгеноструктурным анализом цеолиты обнаружены в желваках фосфоритов из ба-



Фиг. 1. Жеода с кристалликами гейландита. Николь один, $\times 500$, известковистая опока, с. Топольевка, дат



Фиг. 2. Удлиненно-таблитчатые кристаллы гейландита в иммерсии с $N=1,540$, $\times 500$, гез, ур. Дерезжилга, верхний палеоцен

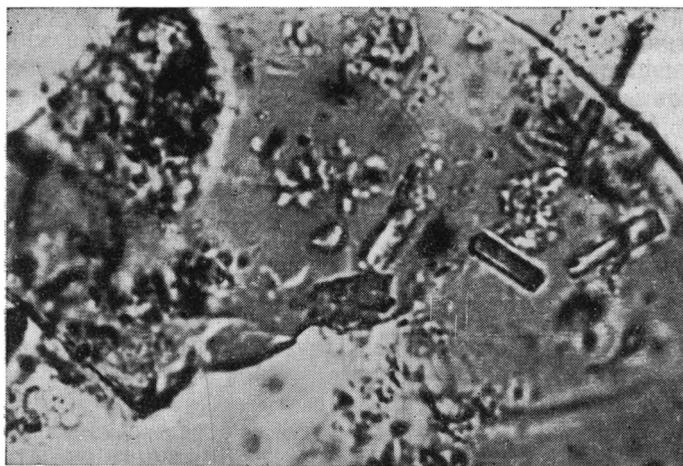
зального слоя датского яруса. В юго-западном Крыму цеолиты встречаются в кварцево-глауконитовых известковистых алевролитах кровли маастрихтского и основания датского ярусов (доли процента) и в мергелях верхнего палеоцена (первые проценты).

Цеолиты в описываемых отложениях представлены несколькими минералогическими разновидностями, о чем можно судить по различному габитусу кристаллов и оптическим данным. Наиболее распространены цеолиты группы гейландита.

Гейландит находится в виде идиоморфных микрокристаллов призматического габитуса, уплощенных, по-видимому, по второму пинакоиду $\{010\}$, по которому развивается совершенная спайность. Перпендикулярно плоскости $\{010\}$ и параллельно длинной оси кристаллов часто заметна вторая система спайности (фиг. 1). Идеально окристаллизованные формы редки. Обычно одна из вершин (скорее всего комбинация двух пинакоидов $\{100\}$ и $\{001\}$) отчетлива, а вторая вершина выражена слабо, либо отсутствует (фиг. 1, 2), что является следствием прирастания кристаллов к субстрату. С периферии вкrest удлинения кристаллов часто развивается коррозия.

В изученных цеолитосодержащих породах встречаются шестоватые (до игольчатых), удлиненно-таблитчатые и таблитчатые кристаллы гейландита. Наиболее распространенные из них — шестоватые, обнаруживаются во всех типах пород, а в маастрихтских спикуловых известняках — преобладают. Длина кристаллов от 3—5 до 10—15 мкм, ширина — 1—3 мкм. Кристаллы часто срastаются между собой, образуя ко-

ленчатые, Т-образные и более сложные ажурные формы. В верхнепалеоценовых гезоподобных породах и мергелях, а также в опоконидных породах датского яруса наряду с шестоватыми встречаются удлиненно-таблитчатые кристаллы гейландита. Длина их 16—23 *мкм*, ширина 5—10 *мкм*. Таблитчатые кристаллы единичны, встречаются во всех разностях пород, более часты, однако, в верхнепалеоценовых породах. Ширина табличек 16—20 *мкм*.



Фиг. 3. Шестоватые кристаллики гейландита в глауконитовом зерне. Иммерсия с $N=1,540$, $\times 1500$, ур. Дереджилга, верхний палеоцен

Под микроскопом невыветрелые кристаллы прозрачны, иногда слегка желтоваты. Преломление у большинства из них равно $1,499-1,501 \pm \pm 0,002$. Среди шестоватых кристаллов встречаются формы, у которых N опускается до $1,488-1,490 \pm 0,002$. Из-за малых размеров и низкого двупреломления все кристаллы кажутся изотропными.

В породах маастрихтского и датского ярусов, а также в мергелях верхнего палеоцена микрокристаллы цеолитов наблюдаются в виде щеток, инкрустаций в камерах фораминифер, в каналах и порах от растворенных остатков кремневых организмов — радиолярий, спикул губок (фиг. 1). В гезоподобных породах кристаллы цеолитов часто развиты по периферии сильно корродированных зерен кварца и полевого шпата. При этом отдельные кристаллы как бы «врезаются» в кварц. Иногда кристаллы цеолита включены в зерна глауконита (фиг. 3). В редких случаях встречаются псевдоморфозы кальцита по цеолитам. Интенсивная коррозия и растворение кварца, кремневых организмов и других кремнийсодержащих обломков при цеолитообразовании, наличие псевдоморфоз кальцита по цеолитам, а также включения кристаллов цеолитов в зернах глауконита отмечены Г. Ю. Бутузовой (1964).

Проведен рентгеноструктурный анализ фракции 0,01—0,001 *мм* не-растворимого в 0,5 N уксусной кислоте остатка цеолитсодержащих пород. На дифрактограммах этой фракции, снятых на установке УРС-50ИМ на железном неотфильтрованном излучении, зафиксирован ряд рефлексов, характерных для рентгенограмм гейландита из осадочных пород верхнемелового возраста Русской платформы (Бушинский, Шуменко, 1970; Шуменко, 1971). Однако из-за высокого содержания в исследованных фракциях кристобалита диагностическими пиками для цеолита могут служить лишь те, которые проявляются в области $12-36^\circ 2\theta$, так как рефлексы более высоких порядков (3,13—3,17; 2,81—2,83; 2,44—

часа при температурах 300, 400, 500, 700, 800, 850, 950° С. Интервал между прогреванием и съемкой составлял 10 дней.

Прогрев гейландита первой разновидности при 300° С приводит к контракции d_{020} от 8,92 до 8,74 Å, что свидетельствует о появлении фазы *J* (Alietti, 1972). Кроме того, отмечается уменьшение интенсивности основных дифракционных максимумов. Фаза *B* на дифрактограммах не фиксируется, что в соответствии с данными А. Алиетти (Alietti, 1972) и Дж. Р. Болса (Boles, 1972), возможно, является следствием малого времени нагрева, недостаточного для стабилизации фазы *B*. После прокаливания при 400° С дифракционная картина не меняется. Нагревание цеолитов при 500° С приводит к полному их разрушению. Следовательно, температурный предел устойчивости исследованного цеолита находится в интервале 400—500° С, что приближает его к нормальному гейландиту (Mumpton, 1960; Шуменко, 1971). Сравнение приведенных данных с материалами изучения термоустойчивости цеолитов гейландитовой группы, полученных в последние годы (Alietti, 1972; Boles, 1972), показывает, что исследованные цеолиты первой разновидности близки, но не идентичны гейландиту второго типа по классификации А. Алиетти. Общим является присутствие на дифрактограммах проб, снятых после охлаждения, фазы *J* и отсутствие фазы *B*. Отличие заключается в пониженной температуре аморфизации исследованного цеолита (менее 550° С, тогда как гейландит второго типа, по данным А. Алиетти, разрушается при температуре выше 550° С). Скорее всего исследованный гейландит является разновидностью, промежуточной между первым и вторым типами, по классификации А. Алиетти (1972). По термической устойчивости он близок также гейландитам группы 1, либо разновидностям, переходным от группы 1 к группе 2, по Дж. Р. Болсу (Boles, 1972). Допущение, что исследованный минерал является смесью гейландита первого и второго типов А. Алиетти, не может быть принято, так как рефлексы 8,20—8,30 Å, характерные для фазы *B* (наблюдаемой в гейландите типа 1 при комнатной температуре), не проявляются. Дальнейшие исследования на более обширном материале из верхнепалеоценовых отложений Крыма позволят уточнить место исследованных цеолитов в классификационных схемах.

Цеолиты второй разновидности (из отложений маастрихта) оказались более термоустойчивыми. Нагрев до 500° С не привел к существенным изменениям в положении основных рефлексов цеолита и их интенсивности. При нагреве до 700°, а затем до 850° С положение рефлексов не изменилось, а интенсивность уменьшилась: при 700° — в 1,5 раза, а при 850° — в 8—10 раз. Аморфизация происходила в интервале 850—950° С, что характерно для типичного клиноптилолита.

Отмеченные разновидности цеолитов в генетически близких типах пород согласуются с выводами С. И. Шуменко (1971), А. Алиетти (1972), Дж. Р. Болса (1972), Л. Д. Филизовой и др. (Filisova et al., 1972) и А. Г. Коссовской (1975) о широком изоморфизме в пределах гейландитовой группы и невозможности сведения всего разнообразия минеральных образований в ее пределах к одному клиноптилолиту, как считают Г. Ю. Бутузова (1964), У. Г. Дистанов и др. (1973).

Описываемые цеолиты являются диагенетическими, что подтверждается идиоморфизмом кристаллов и частым образованием их в порах и каналах скелетов кремневых, а иногда и карбонатных организмов. Вулканогенного материала в цеолитсодержащих породах не обнаружено. Исходные вещества, необходимые для образования цеолитов и других диагенетических минералов, с которыми они ассоциируют (глауконит, модификации кремнезема опал-кристобалитового ряда, пирит, фосфаты), в бассейн поступали с суши, где высвобождались из материнских пород в процессе химического выветривания.

Дальнейшее изучение крымских осадочных цеолитов позволит уточнить минералогию всех их разновидностей и установить количественное распространение в различных толщах. Учитывая близость палеогеографических обстановок и литологического сходства верхнемеловых и палеоценовых пород в Крыму и на юго-востоке Русской платформы, где обнаружены значительные концентрации экзогенных цеолитов (Шамрай, 1952, 1972), есть основания предполагать, что в Крыму также могут быть обнаружены более богатые цеолитоносные породы. Скорее всего ими могут оказаться терригенно-кремнистые породы верхнего мела и палеоцена Восточного Крыма.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю.* К познанию цеолитов гейландитовой группы.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 4—5.
- Бушинский Г. И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГиН АН СССР, М., 1954, вып. 156.
- Бушинский Г. И., Шуменко С. И.* Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Дистанов У. Г., Кузнецова Т. А., Сорокин В. И.* Геолого-геохимические закономерности формирования полезных ископаемых в ранне- и среднепалеогеновом морском бассейне Русской платформы. Казань, 1973.
- Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Михайлов А. С., Кринари А. И.* Перспективы поисков промышленных месторождений экзогенных цеолитов СССР.— Сов. геология, 1970, № 4.
- Супрычев В. А.* Прогнозная оценка территории Крыма на цеолиты и перспективы их использования в народном хозяйстве.— В сб.: Проблемы географии Крыма, Симферополь, 1971.
- Шамрай И. А.* Литологическое расчленение третичной толщи на левобережье нижнего течения реки Дон.— Уч. зап. Ростовск. ун-та, Ростов-на-Дону, 1952, т. 17, вып. 4.
- Шамрай И. А., Кохановский П. П., Орехов С. Я.* Цеолит-глауконитовая аутигенно-минералогическая провинция на юге Русской плиты.— В сб.: Геологическое строение Ростовской и сопредельных областей. Изд-во Ростовск. ун-та, 1972.
- Шехоткин В. В.* О развитии опоквидных пород в пограничных мел-палеогеновых отложениях Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3.
- Шуменко С. И.* Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Шуменко С. И.* Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии.— Изд. Харьковск. ун-та, 1971.
- Alietti A.* Polymorphism and crystal-chemistry of heulandites and clinoptilolites.— Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, No. 9—10.
- Boles J. R.* Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite group zeolites.— Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, No. 9—10.
- Filizova L. D., Kirov G. N., Vassilenko V. B.* Chemical composition, properties and nomenclature of the heulandite group of zeolites.— Dokl. Bolg. acad. nauk, 1972, v. 25, No. 8.
- Mumpton F. A.* Clinoptilolite redefined.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3—4.

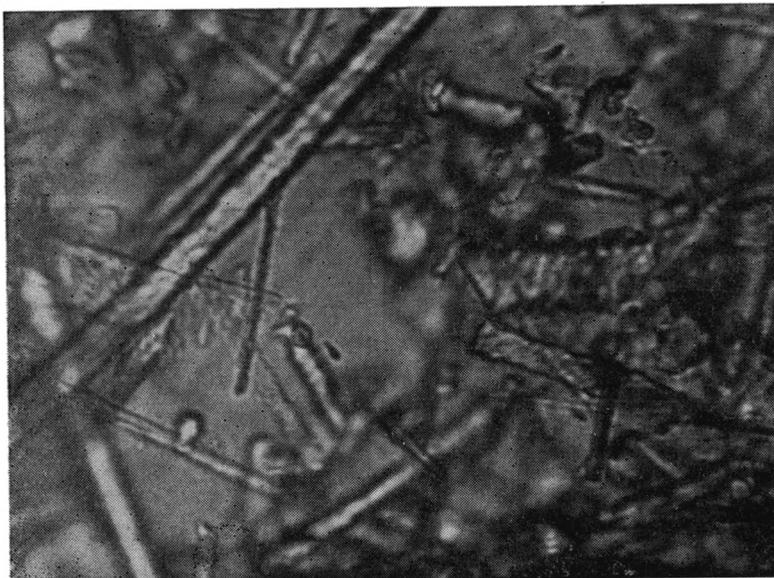
Институт минеральных ресурсов,
Симферополь

Дата поступления
15.VII.1975

ГОРНОЕ МОЛОКО ИЗ ПЕЩЕР КРЫМА И АБХАЗИИ

С. И. ШУМЕНКО, И. В. ОЛИМПНЕ В

Своеобразное карбонатное образование в карстовых полостях и пещерах известно в литературе под названиями: «горное молоко», «каменное молоко», «лунное молоко» (Mondmilch), «известковое тесто» и т. п., которые отражают различную консистенцию этих вторичных карбонатных образований. Чаще всего горное молоко встречается на сводах, стенах и полу пещер в виде налетов, наплывов или покровов толщиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

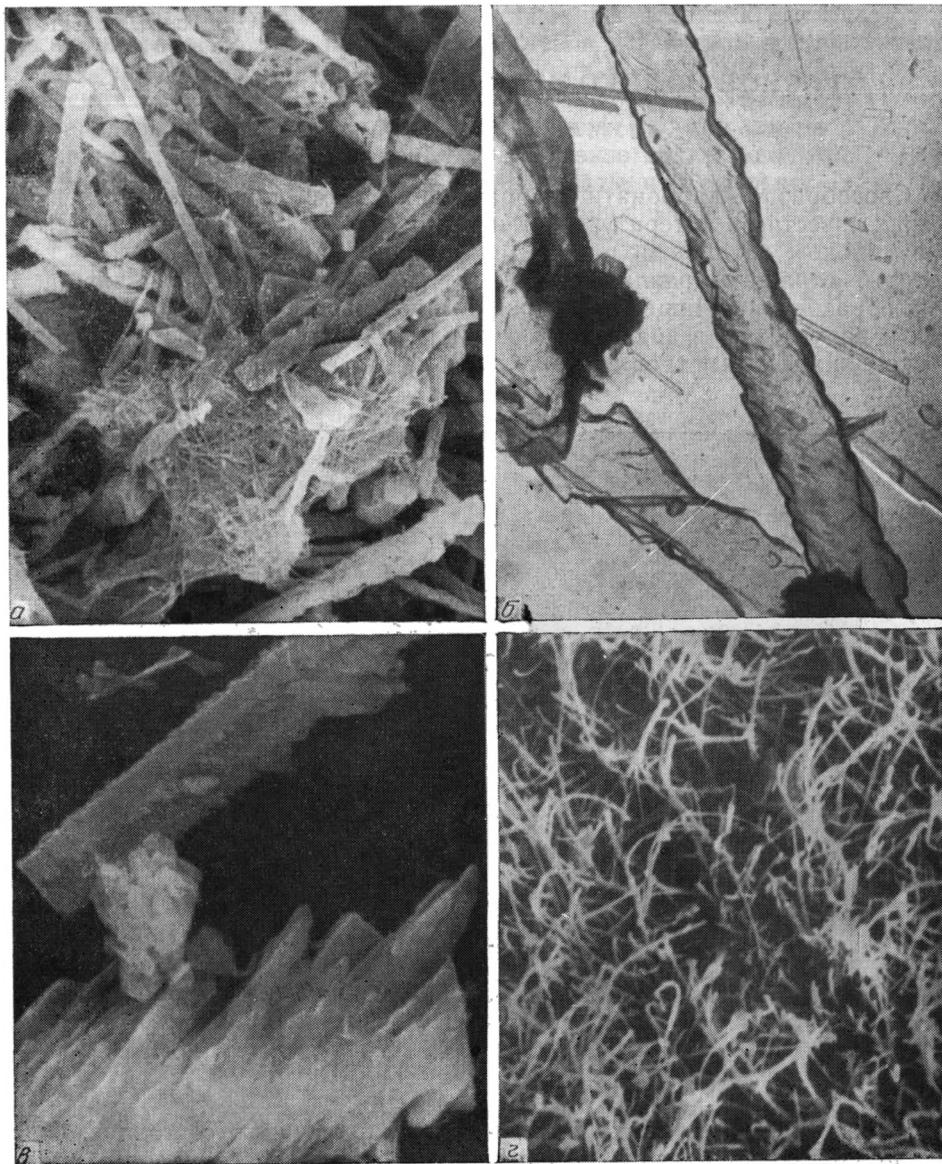


Фиг. 1. Иммерсионный (N=1,333) препарат горного молока из шахты Кара-Мурза (Крым), $\times 5000$

Для горного молока характерно скрытопластичное состояние, которое при нарушении структуры легко тиксотропно разжижается до состояния жидкости.

Горное молоко известно давно (Крубер, 1915; Максимович, 1963; Максимович и Кропачев, 1972; Чикишев, 1973), но детальные его исследования начались лишь с 50-х годов. На территории СССР минералогическому изучению с применением химического, рентгеноструктурного и термического анализов был подвергнут пока только один образец из пещеры Цахи (Кавказ), хотя горное молоко обнаружено во многих пещерах Западной Грузии. Установлен кальцитовый состав горного молока. Авторы считают, что в происхождении этого образования много неясного, и склоняются к выводу, что оно является продуктом растворения карбонатного субстрата (Тинтилозов и др., 1974).

Сведения о горном молоке можно найти у зарубежных авторов (Gèze et al., 1956; Cèze, 1961, 1965; Lis et al., 1967; Sztrokaу, 1959). Жез и Штрокай, в частности, считают, что в образовании горного молока активную роль должны играть микроорганизмы. В зарубежных работах неоднократно отмечалось присутствие в горном молоке специфической волок-



Фиг. 2. Общий вид (а) горного молока из шахты Кара-Мурза (Крым), стереоскан, $\times 1700$; б — уплощенные и игольчатые кристаллы кальцита; тот же образец, самооттеняющаяся углеродная реплика, $\times 7200$; в — пластинки кальцита с ромбоэдрическими и скаленоэдрическими выростами, пещера «Крымская», стереоскан, $\times 5700$; г — войлоковидная естественная структура на изломе кальцитового стяжения из шахты Паласс (Крым), стереоскан, $\times 3600$

нистой разновидности кальцита-люблинита, а также других минералов, прежде всего карбонатов и гидрокарбонатов. Детальное их изучение представляет несомненный интерес как для выяснения минералогии пещер, так и в более широком аспекте — для познания континентального карбонатообразования.

Нами исследованы образцы горного молока с естественной влажностью, отобранные из карстовых пещер и шахт Кара-Мурза, Крымской и Эгиз-Тинах-1 в юрских известняках Караби-Яйлы и Паласс в Ай-Петринском массиве (Горный Крым), а также из пещер Пастушья в долине

р. Амткел и Детская (Геликтитовая), в меловых известняках района Нового Афона (Кавказ). Кроме типичного горного молока изучались также сухие натечные образования и стяжения. Образцы исследовались с применением кристаллооптического, электронно-микроскопического, химического, спектрального и рентгеноструктурного анализов.

При микроскопическом изучении оказалось, что все образцы, за исключением горного молока из пещер Пастушья и Детская, состоят из мельчайших иголок и вытянутых пластинок размером от долей микрона до сотен микронов (фиг. 1). Иногда встречаются сосульковидные формы, еще реже дендритовидные кристаллики. Кавказские образцы горного молока состоят из мелких агрегатных частиц более или менее изометричного, иногда вытянутого облика.

Показатель светопреломления кристалликов горного молока $N_0 = 1,660 \pm 0,003$, что соответствует кальциту. Угасание игольчатых форм, как правило, косое, изредка прямое. Удлинение как положительное, так и отрицательное. Отношение толщины к длине у иголок колеблется от 1 : 8 до 1 : 60, а иногда более, и кристаллы приближаются по степени вытянутости к нитевидным.

Электронно-микроскопические исследования методом самооттеняющихся углеродных реплик и с помощью стереоскана (сканирующего электронного микроскопа) показывают, что в горном молоке можно выделить следующие основные морфологические разновидности кальцита:

1) тонкие, сильно вытянутые уплощенные частицы с прямым или слегка скошенным торцом; некоторые из них имеют прямолинейные гладкие очертания и лишены скульптуры, но большинство покрыто косой штриховкой под углом 40—50° к удлинению, что, по-видимому, связано с ромбоэдрической спайностью; параллельно этой штриховке наблюдаются многочисленные вторичные выросты ромбоэдрического или скаленоэдрического облика (фиг. 2, а, б, в); толщина таких кристаллов чаще всего 1—2 мк, длина около 30 мк;

2) тончайшие волокнистые, нередко изогнутые кристаллики толщиной около 0,25 мк и длиной 8—9 мк, образующие своеобразную минеральную «вату» или «войлок» (фиг. 2, а, б, г); на их поверхности не наблюдается какая-либо скульптура;

Рентгенограммы горного молока из карстовых полостей Крыма и Абхазии

Условия съемки: Fe $\alpha + \beta$ -излучение

| Кара-Мурза | | Крымская | | Паласс | | Детская | | Пастушья | | Кальцит, по В. И. Михееву | |
|------------|------------------|----------|------------------|--------|------------------|---------|------------------|----------|------------------|---------------------------|------------------|
| I | d/n ^α | I | d/n ^α | I | d/n ^α | I | d/n ^α | I | d/n ^α | I | d/n ^α |
| 1 | 3,849 | | | | | 1 | 3,798* | 1 | 3,836* | 2 | 3,849 |
| 2 | (3,346) | 4 | (3,555)* | 4 | (3,355)* | 4 | (3,346) | 2 | (3,355) | 4 | (3,339) |
| 10 | 3,032 | 10 | 3,034 | 10 | 3,032 | 10 | 3,032 | 10 | 3,032 | 10 | 3,029 |
| 1 | (2,746) | 1 | (2,767) | 1 | (2,755) | | | 1 | 2,501 | 1 | (2,748) |
| | | 2 | 2,490 | | | | | | | | |
| 3 | 2,490 | 2 | 2,284 | 4 | 2,490 | 3 | 2,490 | 3 | 2,483 | 5 | 2,490 |
| 2 | 2,282 | 1,5 | 2,275 | 4 | 2,288 | 3 | 2,305 | 2 | 2,275 | 6 | 2,277 |
| | | | | | | 3 | 2,279 | | | | |
| 2,5 | 2,087 | 3 | 2,087 | 6 | 2,084 | 5 | 2,087 | 2 | 2,087 | 7 | 2,088 |
| 1 | 1,911 | | | 2 | 1,912 | 3 | 1,908 | 1 | 1,922 | 8 | 1,912 |
| 1,5 | 1,870 | | | 3 | 1,870 | 3 | 1,872 | 2 | 1,866 | 9 | 1,869 |
| 0,5 | 1,623 | | | | | | | | | 2 | 1,626 |
| 1 | 1,600 | | | | | | | | | 6 | 1,601 |
| 0,5 | 1,530 | | | | | | | | | 6 | 1,520 |
| 0,5 | 1,472 | | | | | | | | | 3 | 1,473 |
| 1 | 1,440 | | | | | | | | | 5 | 1,440 |
| 0,25 | 1,372 | | | | | | | | | 1 | 1,357 |

* Отражения в малоугловой области опущены.

3) иглообразные прямые кристаллики (трубки?), также лишенные скульптуры;

4) неправильные частицы изометрического облика, представляющие, по-видимому, мелкие обломки пород.

Наиболее распространена первая морфологическая разновидность кальцита. Иголки и изометрические частицы встречаются значительно реже. Показательно, что многие изометрические частицы из пещеры Пастушья также оказались агрегатами удлинённых и игольчатых кристаллов.

Изучение с помощью сканирующего электронного микроскопа шарообразного конкрециевидного стяжения диаметром около 3 см из шахты Паласс показало, что оно состоит из войлока игольчатых и изогнутых нитевидных кристаллов кальцита (фиг. 2, з). Поскольку стяжение извлечено из влажного горного молока, очевидно, что эти образования генетически связаны.

Оптическая диагностика полностью подтвердилась данными рентгеноструктурного исследования (таблица). Все образцы горного молока из пяти исследованных пещер оказались практически кальцитовыми. Никаких признаков арагонита или других минералов на рентгенограммах не зафиксировано. Значение межплоскостного расстояния 1014 указывает на низкомагнезиальный кальцит с изоморфным содержанием $MgCO_3$, не более 1—2%. Это подтверждается данными спектрального анализа, с помощью которого обнаружены также незначительные примеси Fe, Ti, Cu, Sr и Ni. Несколько большее содержание Si и Al несомненно, связано с примесью глинистых минералов.

Химический анализ горного молока из пещеры Кара-Мурза дал следующие результаты: CaO — 54,0%; SiO_2 — 0,91%; Al_2O_3 — 0,66%; Fe_2O_3 — 0,06%; Na_2O — 0,04%; K_2O — 0,04%; P_2O_5 — 0,04%; SO_3 — 0,21%; п. п. п. 43,87%; MgO не обнаружена.

ВЫВОДЫ

1. Все образцы горного молока оказались мономинерально кальцитовыми с преобладанием игольчатой морфологической разновидности минерала.

2. Слабосцементированный каркас из иголок, пластинок и волокон кальцита объясняет агрегатное состояние и легкую тиксотропную разжижаемость этого образования.

3. Никаких признаков участия организмов в происхождении горного молока установить не удалось. Напротив, морфология кристалликов указывает на свободный и, по-видимому, довольно быстрый рост из пересыщенных бикарбонатом кальция водных растворов, циркулирующих по трещинам известняков. Механизм роста игольчатых и волокнистых кристаллов кальцита горного молока, вероятно, близок к механизму роста настоящих нитевидных кристаллов пещерного люблинита (Малеев, Филипов, 1974).

4. Через стадию горного молока прошли некоторые другие известковые пещерные новообразования, однако пока трудно судить о распространении этого типа спелеолитогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Крубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., Изд. О-ва естествоиспытателей, антропологов и этнографов при Московском ун-те, 1915.
- Максимович Г. А. Основы карстологии, т. 1, Пермь, 1963.
- Максимович Г. А., Кропачев А. М. К морфологии и кристаллографии пещерного кальцита. Сб. Пещеры, вып. 12—13. Пермь, 1972.
- Малеев М. Н., Филипов А. Ф. Нитевидные кристаллы кальцита из пещеры «Водопад» округ Ловеча. Годишн. Софийск. ун-та, ин. 1, геол., 1973/1974, т. 66.

- Тинтилов Э. К., Ахведиани Р. А., Батцашвили Т. В. «Лунное молоко» из пещеры Цахи. Сб. «Пещеры», вып. 14—15. Пермь, 1974.
- Чикишев А. Г. Пещеры на территории СССР. М., «Наука», 1973.
- Gèze B. Etat actuel de la question du «Mondmilch», 1961.
- Gèze B. La Spéléologie Scientifique, 1965.
- Gèze B., Lagrange R., Pobeguïn T. Sur la nature du revêtement occentionnel des parois ou sol des grottes («Montmilch»). Compt. Rend. Ac. Sc. 1956, t. 242, N. 1.
- Lis B., Lis J., Stepniewski M. Wstepne wyniki badan geochimicznych i strukturalnych mleka wapiennego z jaskini Szzelina Chocholowska w Tatrach. Prace muzeum ziemi, 1967, N 11, Warszawa.
- Sztrakay K. J. Mineralogische Beobachtungen aus der Aggteleker Trofsteinhohle (Ungarn). Hohle, 1959, Bd. 10, N 23, Wien.

Харьковский государственный
университет

Дата поступления
31.V.1976



МЕТОДИКА

УДК 553.981

**ГАЗОВАЯ ХРОМАТОГРАФИЯ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ТЕРМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ ТОРФОВ**

М. В. СЛОНИМСКАЯ

В последние годы значительно расширился круг методов, применяемых для изучения органического вещества осадков и пород. Получило достаточно широкое распространение использование термического и термогравиметрического анализов для характеристики органического вещества углей, торфов, сапропелей и почв (Шурыгина, 1972; Глушенко, 1968; Орлов и др., 1968; Schnitzer, Hoffman, 1965). Литературные данные по термическому и термогравиметрическому анализам гуминовых кислот торфов и почв позволяют разделить термические кривые по температуре на три достаточно широкие области: 100—200° С¹, 200—500° и 500—750°, в которых, как правило, отмечается изменение скорости потери веса и соответственно эндо- или экзотермические эффекты. Интерпретация термических кривых органических веществ обычно основывается на косвенных данных, полученных при независимом применении других аналитических методов. Чаще всего остаток образца после нагревания до определенной температуры подвергают химическому анализу или изучают методом инфракрасной спектроскопии. Заключение о природе термических эффектов, сделанные на основе таких исследований, весьма противоречивы. Так, для гуминовых кислот почв и торфов потеря веса до 200° объясняется в одних случаях дегидратацией, в других — дегидрированием, иногда и тем и другим вместе. Столь же разноречиво истолкование и более высокотемпературных эффектов.

Применение газового анализа в сочетании с термическими методами позволило бы получить более надежные сведения о природе термических процессов. Однако для органического вещества осадков и пород можно указать лишь отдельные исследования такого рода. В работах П. И. Белькевича с соавторами (Белькевич, Гайдук, 1971; Белькевич и др., 1973) изучена кинетика низкотемпературного термоллиза торфа и его компонентов. Образцы выдерживались в вакууме при постоянных температурах с интервалом в 50° (от 100 до 400°), и проводился анализ выделившихся газов. Оказалось, что до 250° основными продуктами разложения торфов и гуминовых кислот являются вода и окислы углерода, при 300° начинают появляться другие газы, но до 400° их роль незначительна. Эти результаты лишь в общих чертах можно сопоставить с обычными термическими данными. Тем не менее даже такой, грубо усреднен-

¹ Здесь и далее температура дана в градусах Цельсия.

ный по температуре, газовый анализ показывает неоднозначность наиболее распространенных представлений о природе термических эффектов торфов и гуминовых кислот. Детальный анализ газов, выделяющихся в процессе термического разложения природных органических веществ, должен дать материал для более надежного истолкования термических кривых, а отсюда — для выявления характерных особенностей структуры, проявляющихся при термическом разрушении органического вещества.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для разработки методики одновременного термогравиметрического и газохроматографического анализа органических веществ послужили гуминовые кислоты торфов и заторфованных глин из скважин ручного бурения 207 и 215 Молтаивского месторождения Колхиды (Западная Грузия). Они выбраны из серии образцов, предназначенных для дальнейшего комплексного исследования, как имеющие различные зольность, исходный ботанический состав, глубину залегания. Образцы и их описание предоставлены Л. И. Боголюбовой.

Характеристика образцов и химический состав гуминовых кислот

| Скважина, № | Образец, № | А ^с тор- фа*, % | Вещественный состав образцов | А ^с ГК** % | Элементный состав ГК | | | Н/С |
|----------------|----------------|-------------------------------|--|-----------------------|----------------------|------|-------|------|
| | | | | | С | Н | О+Н | |
| 207 | 1 | 22,2 | Гелинито-преколлинитовый древесный торф | 5,9 | 63,28 | 6,95 | 29,77 | 0,91 |
| 207 | 2 | 57,2 | Глина с гелинито-преколлинитовым древесным торфом | 1,8 | 60,35 | 5,94 | 33,71 | 0,96 |
| 207 | 3а | 30,4 | Гелинито-преколлинитовый древесно-осоковый торф | 4,4 | 59,97 | 6,27 | 33,76 | 1,02 |
| 207 | 4 | 68,6 | Глина с гелинито-преколлинитовым древесным торфом | 2,2 | 59,67 | 6,19 | 34,14 | 1,00 |
| 207 | 5 ^б | 26,7 | Гелинито-преколлинитовый древесно-осоковый торф | 6,6 | 58,83 | 6,93 | 34,94 | 1,17 |
| 207 | 5 ^в | 44,4 | Гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф | 7,1 | 60,50 | 6,66 | 32,84 | 1,09 |
| 207 | 6 | 66,5 | Глина с гелинито-преколлинитовым древесным торфом | 7,1 | 58,61 | 6,20 | 35,19 | 0,96 |
| 215 | 5 | 55,6 | Гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф | 6,3 | 55,96 | 6,60 | 37,44 | 1,15 |

* А^с — зольность. ** А^с ГК — зольность гуминовой кислоты.

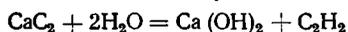
Выделение гуминовых кислот проводилось по общепринятой методике 0,1 N NaOH с последующим осаждением кислотой и высушиванием. Выделение и химический анализ гуминовых кислот выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР Л. Ф. Ивановой. Характеристика образцов и данные по химическому анализу гуминовых кислот приведены в таблице.

ПРИБОР И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Исследования проводились на приборе фирмы «Setaram» (Франция), представляющем собой комбинацию термогравиметрической установки и газового хроматографа и позволяющем вести газовый анализ непрерывно, параллельно с термогравиметрическим. Образец растирали в агатовой ступке, и навеска 30—50 мг помещалась в платиновый тигель, подвешенный к коромыслу весов. На той же подвеске находится тигель с инертным веществом (предварительно прокаленная окись алюминия).

Поэтому две колонны включались только в отдельных контрольных опытах, которые показали, что для гуминовых кислот количество кислорода при всех температурах ничтожно мало по сравнению с окисью углерода (разница чувствительности катарометра к данным газам очень мала).

Некоторые трудности возникли при определении воды в связи с тем, что время удерживания паров воды на порпаке Q при наших условиях весьма велико (~ 13 мин), так что непосредственное определение воды должно приводить к значительному увеличению времени каждого анализа. С другой стороны, выделяющиеся пары воды частично могут конденсироваться в подводящих к хроматографу путях. Все эти трудности были преодолены путем преобразования воды в ацетилен до попадания ее в хроматограф. У выхода из печи помещался слой (~ 2 см) карбида кальция, при прохождении воды через этот слой ацетилен образуется согласно реакции



При таком способе вода определяется полностью, а время цикла сокращается до 4 мин.

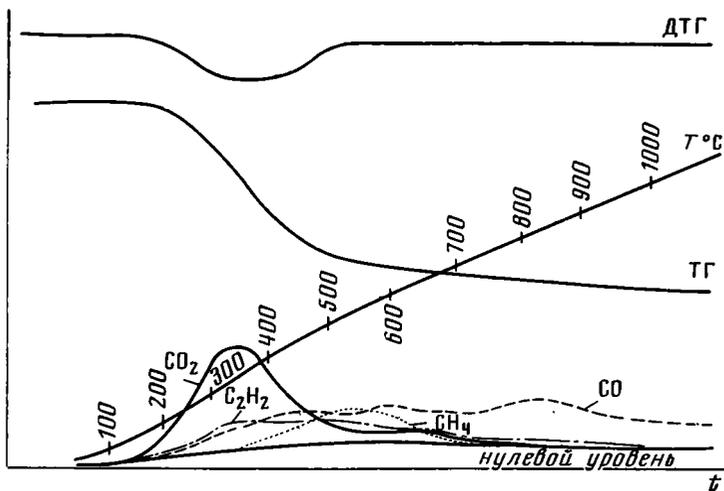
Детальный анализ кинетики выделения водорода проводился в специальных опытах с аргоном в качестве газа-носителя. Необходимость замены газа-носителя для анализа H_2 диктуется слабой чувствительностью катарометра к водороду (в отличие от всех остальных газов) при использовании гелия, что связано с близкими значениями их теплопроводности.

Тяжелые продукты термолита органических веществ при данных условиях имеют очень высокие времена удерживания и практически необратимо адсорбируются в колоннах хроматографа, что ухудшает стабильность их работы. Поэтому тяжелые продукты конденсировались в U-образной ловушке, погруженной в сосуд Дюара со смесью сухого льда и этилового спирта (-70°). Для оценки относительного количества тяжелых продуктов термолита, собираемых в ловушке, использовался метод, заключающийся в том, что смесь газов направляется, минуя колонны, непосредственно в катарометр. При этом отклонение самописца пропорционально разности теплопроводностей смеси анализируемых газов, разбавленной газом-носителем, и чистого газа-носителя. Этот способ позволяет, не разделяя газы, получить представление об их количестве. Периодический анализ газов, собранных в ловушке таким методом, дает возможность оценить температурные пределы выделения тяжелых продуктов.

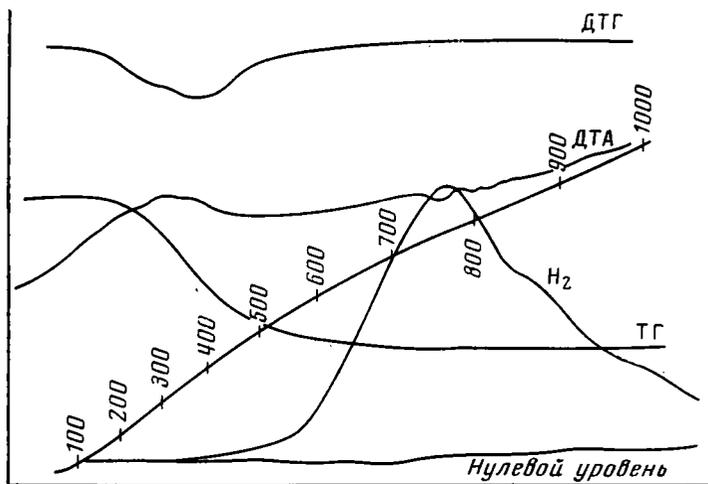
Смолы, образующиеся при термическом распаде гуминовых кислот, задерживались на фильтре из стекловаты у выхода из печи. Однако частично они конденсировались уже в самой печи, на подвеске и на порошке окиси алюминия, служившей инертным веществом. Это является трудно устранимым источником погрешностей термогравиметрического анализа органики в данном приборе, а также сильно понижает чувствительность дифференциального термического анализа.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Термогравиметрические кривые и хроматограммы газов термолита всех изученных образцов имеют качественно одинаковый характер. На фиг. 2 приведены типичные кривые совместного термогравиметрического и газохроматографического анализа гуминовой кислоты торфа при использовании одной колонны и гелия в качестве газа-носителя. Кинетика выделения водорода (колонна порпак Q , газ-носитель — аргон) дана на фиг. 3. Рассмотрим сначала термогравиметрические кривые (ТГ, ДТГ). Потеря веса начинается уже при $80-90^\circ$, продолжается с небольшой скоростью до $180-200^\circ$, затем резко усиливается и достигает мак-



Фиг. 2. Термогравиметрические кривые и кинетика выделения легких газов термолитза гуминовой кислоты торфа
Кривые: ТГ — потери веса; ДТГ — скорости потери веса



Фиг. 3. Термогравиметрические кривые и кинетика выделения водорода при термолитзе гуминовой кислоты торфа
Кривые: ТГ — потери веса; ДТГ — скорости потери веса; ДТА — дифференциальная термическая

симальной скорости при 320—350°. После 500° скорость потери веса падает, и к 800° вес образца практически становится постоянным. Таким образом, в наших опытах весь процесс термолитза гуминовых кислот также делится на три основных этапа, характеризующихся различными скоростями потери веса.

Обратимся теперь к хроматограммам термолитза (см. фиг. 2, 3). До 80—100° хроматограммы показывают отсутствие газовыделения, начиная с этих температур, отмечается выход воды и углекислого газа в относительно небольших количествах. При 160—180° на хроматограммах появляется пик окиси углерода². Максимум скорости выделения CO₂ (320—

² Относительный вклад кислорода в интенсивность этого пика для гуминовых кислот торфа при всех температурах чрезвычайно мал. Для оценки кинетики выхода азота проводились специальные определения с двумя колоннами.

350°) соответствует максимуму скорости потери веса и усилению выхода СО. При этой же температуре начинают выделяться водород, метан и азот, а также все тяжелые продукты распада, продолжается выход воды. Скорость выделения метана достигает максимума при 530—550°. Наконец, последний максимум газовой выделености наблюдается при 750—770°. При этих температурах наиболее интенсивно выделяются водород, азот и окись углерода, продолжается остаточное выделение метана и воды. Выход всех продуктов термоллиза, кроме водорода, окиси углерода и азота, к 1000° заканчивается. Небольшое количество этана отмечено в области температур (450—550°).

Сопоставление полученных результатов с литературными данными показывает, что в ряде случаев имеет место неточное истолкование термических эффектов гуминовых кислот (Глущенко, 1968; Орлов и др., 1968; Виноградов, 1968; Schnitzer, Hoffman, 1965). Хроматограммы термоллиза позволяют также объяснить причину необратимости сушки гуминовых кислот при 105°, отмеченную Д. С. Орловым с соавторами (1968). Выделение при этой температуре наряду с парами воды углекислого газа указывает на начало разрушения молекул гуминовых кислот при нагревании их до 105°.

Если исходить из общепринятых представлений о строении молекул гуминовых кислот, то можно попытаться на основе полученных данных высказать некоторые предположения о механизме термического разрушения этих молекул. Молекулы гуминовых кислот, как известно, имеют сложное строение. Они состоят из ядра, боковых цепей и периферических функциональных групп. Ядро образовано рядом связанных между собой ароматических и гетероциклических колец, оно может быть более или менее рыхлым в зависимости от числа и длин мостиков или цепей, соединяющих кольца между собой (Кононова, 1963; Юркевич, Росинский, 1973). Учитывая сравнительную термическую устойчивость структурных элементов молекул гуминовых кислот, данные по кинетике их термоллиза позволяют предположить, что начало газовой выделености связано с отрывом и разрушением функциональных групп (сначала карбоксильных, а затем и карбонильных). Максимум потери веса и газовой выделености при 320—350° должен, вероятно, соответствовать наиболее интенсивному разрушению функциональных групп (максимум выделения CO_2 , СО, H_2O); при этой же температуре, очевидно, начинают разрываться наиболее длинные углеводородные цепочки (начало выделения H_2 , C_2H_4 , N_2 , тяжелых продуктов).

Потеря веса при 520—550° с максимумом скорости выделения метана и значительным увеличением количества водорода и тяжелых продуктов обусловлена, вероятно, наиболее интенсивным разрушением боковых цепей. И, наконец, можно думать, что 750—770° — область наиболее активной ароматизации, разложения гетероциклов и конденсации ядер. Эти процессы сопровождаются интенсивным выделением водорода, азота и окиси углерода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная методика газохроматографического анализа продуктов термоллиза органического вещества осадков и пород позволяет непрерывно анализировать легкие газы и воду, выделяющиеся в процессе термического разложения образцов, определять температурные пределы и кинетику выхода газов, а также оценивать ход выделения тяжелых газобразных продуктов. В результате применения этой методики к изучению гуминовых кислот торфов оказалось возможным уточнить интерпретацию наблюдающихся в них термических эффектов.

Следует отметить, что при одинаковой качественной картине газовой выделености для изученных образцов гуминовых кислот наблюдаются различия как в значениях температурных пределов выхода отдельных газов,

так и в количественных соотношениях газов. Не вызывает сомнения, что хроматограммы термоллиза органических веществ можно сопоставить с их структурными характеристиками. Это дает основание для поисков на базе разработанной методики газохроматографических критериев степени преобразованности органического вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Белькевич П. И., Гайдук К. А.* Исследование кинетики низкотемпературного термоллиза торфа и его компонентов.— Химия тв. топлива, 1971, № 6.
- Белькевич П. И., Гайдук К. А., Пунтус Ф. А.* Кинетика термоллиза гуминовых кислот сапропелей.— Изв. АН БССР. Сер. химическая, 1973, № 6.
- Виноградов В. Г.* Термовесовой анализ гуминовых кислот.— Научные доклады высшей школы, сер. Биологические науки, 1968, № 12.
- Глуценко П. М.* Термический анализ твердых топлив. М., «Металлургия», 1968.
- Кононова М. М.* Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Орлов Д. С., Дубин В. Н., Елькина Д. М.* Пиролиз и ДТА гумусовых веществ почвы.— Агрохимия, 1968, № 1.
- Термический анализ минералов и горных пород. Л., «Недра», 1974.
- Шурыгина Е. А.* Применение ДТА и ТВА для изучения органического вещества почв.— В кн.: Органическое вещество целинных и освоенных почв. М., «Наука», 1972.
- Юркевич Я., Росинский С.* Углекислотная химия. М., «Металлургия», 1973.
- Mitchell B. D.* DTA of humic substances and related materials.— Sci. Proc. R. Dublin, Soc., 1960, No. 1.
- Schnitzer M., Hoffman J.* Thermogravimetry of soil humic compounds.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, v. 29, No. 8.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
12.1.1976

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

**О КНИГЕ В. В. БЕЛЯЕВА «МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
БОКСИТОВ ЮЖНОГО ТИМАНА»**

Г. И. БУШИНСКИЙ, В. Е. ЗАКРУТКИН

Бокситы на Южном Тимане открыты в 1949 г. при бурении на уголь. По ним уже опубликовано немало статей, и вот появилась первая книга. Она составлена В. В. Беляевым в Институте геологии Коми филиала АН СССР. Интересная особенность южнотиманских бокситов состоит в том, что нередко бокситы и угли залегают в одном разрезе и что бокситоносная толща переходит вниз по древнему рельефу в угленосную толщу. Соответственно выделяются два типа бокситоносных разрезов — присводовый и мульдový.

Первый из них, судя по низкому содержанию железа в бокситах (Fe_2O_3 , 1—2%), относится к присклоновому типу, по классификации Г. И. Бушинского (1975), а второй — к дальней зоне этого же типа. Красные бокситы, которые можно бы отнести к склоновому типу, на Южном Тимане сравнительно редки.

Пласты и линзы бокситов заключены среди терригенной толщи тульского горизонта средневизейского подъяруса нижнего карбона. Эта толща залегают на размытой и закарстованной поверхности фаменских известняков, мергелей и доломитов верхнего девона. Строение бокситовых залежей «пирожковое», т. е. центральная часть линзы сложена бокситом, подобно начинке в пирожке. Ее окружают со всех сторон бокситистые и безбокситовые каолиновые глины. Пласты боксита также подстилаются и покрываются каолиновыми глинами и фациально переходят в глины.

Для массовых количественных определений минералов, слагающих бокситы, автором использован термический анализ и треугольные диаграммы.

В главе о методике исследований дана оценка возможностей использования термического, электронно-микроскопического, рентгеновского анализов и ИК-спектроскопии для диагностики минералов в бокситах. Описан новый экспресс-метод количественного определения бемита, гиббсита и каолинита в бокситах. В отличие от известного метода Е. П. Левандо в новом варианте, предложенном В. В. Беляевым, за исходную диаграмму берется прямоугольный равнобедренный треугольник, несущий не химическую, а минералогическую нагрузку. Такая диаграмма удобна тем, что дает возможность перейти к прямоугольной системе координат и использовать сетку обычной миллиметровой бумаги, что заметно упрощает расчеты минералов.

Разработанные автором экспресс-методы количественного определения глиноземсодержащих минералов в настоящее время успешно применяются в поисково-разведочных партиях.

Структуры бокситов и сопровождающих их глин подразделены В. В. Беляевым на первичные и вторичные. Первичные — это обломочные, они присущи всем литологическим разновидностям пород бокситоносной толщи, но в наиболее чистом виде свойственны глинам смешанного состава, залегающим в ее основании, и отражают специфику процесса накопления первичного материала. Вторичные структуры образованы аутигенными бобовинами и сгустками гелей. Эти структурные элементы, типичные для бокситистых глин и бокситов, представляют результат вторичного изменения переотложенного обломочного материала. Поэтому автор делает справедливый вывод о том, что бокситы Южного Тимана это преимущественно механически переотложенные продукты коры выветривания латеритного типа, существенно переработанные процессами диагенеза и эпигенеза.

Химико-минералогическая характеристика приведена для пяти основных бокситовых залежей. Почти все залежи обладают четко выраженной минералого-геохимической зональностью. Максимальные содержания глинозема и глиноземных минералов, за редкими исключениями, приурочены к центральным частям залежей, а кремнезема и каолинита — к подошве, кровле и периферийным участкам. Аналогичное строение, как известно, свойственно многим другим месторождениям осадочных бокситов мира. По мере увеличения от 50 до 70% содержания Al_2O_3 в бокситах пористость их растет примерно от 20 до 40%, а количество SiO_2 соответственно падает от 20 до 3%.

С учетом среднего минерального состава руд бокситовые залежи Южного Тимана подразделены автором на три типа: каолинит-бемитовый, каолинит-бемит-гиббситовый и каолинит-гиббситовый. С юго-востока на северо-запад типы бокситов изменяются от каолинит-бемитового до каолинит-гиббситового через смешанный каолинит-бемит-гиббситовый тип.

Минералогическая часть работы наиболее обширна по объему и богата по информации. Автор рассматривает общие вопросы минералогии бокситов, приводит результаты кристалломорфологических, оптических, рентгеновских, ИК-спектроскопических исследований, а также термограммы минералов и их химическую характеристику. Такое исчерпывающее описание минералогии бокситов Южного Тимана в литературе дано впервые. Подробно обсуждается также проблема минералообразования в бокситах.

В конце книги приведена общая схема генезиса и постседиментационных изменений бокситов. Автор справедливо считает бокситы продуктом сложных многостадийных процессов, включающих латеритное выветривание глинисто-карбонатных пород верхнего девона, затем размыв, переотложение, вторичную бокситизацию переотложенных продуктов и каолинизацию бокситов в позднем диагенезе. Постоянная приуроченность бокситовых залежей к склонам и основаниям поднятий указывает на развитие кор латеритного выветривания только в сводовых зонах и повышенных частях склонов, обеспечивавших интенсивное промывание пород. В понижениях рельефа, где естественный дренаж был слабым, возникала каолинистая кора выветривания, местами с небольшим содержанием свободного глинозема.

Значительную роль в процессе выветривания В. В. Беляев отводит магнию, присутствие которого в растворах, по его мнению, заметно ускоряет растворение и вынос SiO_2 из алюмосиликатов. При этом В. В. Беляев ссылается на статьи В. Т. Аллена и Г. Р. Хозе. Хотя позднее В. Т. Аллен (1964) еще раз высказался относительно большой роли магния при бокситообразовании, однако это сообщение лишь гипотетическое; более того, гипотеза указанных авторов не подтверждается изучением бокси-

тов как в Советском Союзе, так и в зарубежных странах. Всюду богатые карстовые бокситы связаны с известняками, но не с доломитами. В литературе не встречается указаний на то, что при выветривании основных, щелочных и глинистых пород происходит усиленный вынос SiO_2 в присутствии магнезия и не анализируется влияние этого процесса на образование бокситов высокого качества.

На Южном Тимане в одном и том же стратиграфическом горизонте, вероятно, при одних и тех же климатических условиях отлагались в Тимшерско-Пузлинском районе преимущественно гематит-каолинит-бемитовые, а на Верхне-Ухтинском — гематит-каолинит-гиббситовые бокситы с примесью бемита. Эти различия обусловлены, по мнению В. В. Беляева, показателем кислотности среды в зоне выветривания: бемитоносная кора выветривания предпочтительнее возникала в слабокислой, нейтральной и слабощелочной обстановках, а гиббситоносная — в кислой. В. В. Беляев считает, что относительно кислая реакция ($\text{pH} \leq 5$) была в районе интенсивного дренирования коры выветривания на сравнительно высоких отметках расчлененного рельефа, где теперь известны гиббситовые бокситы. В то же время реакция среды, близкая к нейтральной, могла возникать, по-видимому, в районах менее энергичного дренирования и слабо расчлененной поверхности выветривающейся толщи с образованием бемитовых бокситов. Эти выводы о палеорельефе как будто подтверждаются мелкодисперсным строением бемитовых бокситов.

В действительности, вопрос об условиях образования бемитовых и гиббситовых бокситов более сложный. Влияние рельефа и дренажа на реакцию коры выветривания может быть и обратным тому, которое принимает В. В. Беляев, т. е. при интенсивном промывании эта реакция бывает близка к реакции дождевой воды, нейтральная или слабокислая, а если промывание слабое, то явно кислая. Диапазон pH образования гиббсита очень широк — от слабокислой до сильнощелочной среды. Поле образования бемита находится в этом же диапазоне, ближе к нейтральной среде. Другие причины образования этих минералов в латеритах остаются неясными.

В мире известно огромное количество бемитовых, гиббситовых и смешанных месторождений бокситов, но характерные для каждого из них условия образования еще строго не установлены (Бушинский, 1975). Этот вопрос находится пока на стадии накопления материала, и данные В. В. Беляева являются новым вкладом.

Переходя к общей оценке книги, необходимо отметить, что она представляет оригинальную работу, в которой читатель найдет наиболее полные сведения о геологии, минералогии и генезисе бокситовых месторождений Южного Тимана — одного из новых бокситоносных районов страны. Поэтому книга В. В. Беляева весьма актуальна и полезна для геологов-бокситчиков.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллен В. Т. Сравнение бокситовых месторождений Европы с бокситовыми месторождениями США.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
Беляев В. В. Минералогия и генезис бокситов Южного Тимана. Л., «Наука», 1975.
Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.

Геологический институт АН СССР,
Москва
Ростовский государственный университет

Дата поступления
11.V.1976

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литоология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между 0 (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м. 2 кг), не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так: А. И. Федоров (1949).

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигуру-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуру не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи, редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и расписаться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).

20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.

21. Корректура авторам впредь высылаться не будет.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛЮДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер, 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/II-1977 г. Т-03867 Подписано к печати 17/III-1977 г. Тираж 1330 экз.
Зак. 4449. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5 Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,1

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