

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

**И**

**скопаемые  
риффы  
и методика  
их изучения**

свердловск, 1968

УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ  
1968

---

ИСКОПАЕМЫЕ РИФЫ И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ  
ТРУДЫ ТРЕТЬЕЙ ПАЛЕОЭКОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ СЕССИИ

56 + 552.5.

# ИСКОПАЕМЫЕ РИФЫ И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ

ТРУДЫ  
ТРЕТЬЕЙ ПАЛЕОЭКОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ СЕССИИ

379

СВЕРДЛОВСК

*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Уральского филиала АН СССР*

Ответственные редакторы **Г. А. Смирнов** и **М. Л. Ключина**

Редакторы изд-ва *А. В. Афонина, Л. В. Вогданович*  
Техн. редактор *Н. В. Семенова*. Корректор *П. В. Винокурова*

---

РИСО УФАН СССР 51/49—18(67). РИСО УФАН СССР, Свердловск, К-49, Первомай-  
ская, 91. НС 13052. Подписано к печати 14/III 1968 г. Печ. л. 15,75. Уч.-изд. л. 19.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Заказ 318. Тираж 1500. Цена 1 р. 43 к. Бумага типографская № 1.

---

Типография изд-ва «Уральский рабочий», г. Свердловск, проспект им. Ленина, 49.



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Третья палеоэколого-литологическая сессия проходила на Урале с 8 по 22 июня 1965 г.

Первые две палеоэкологические сессии были организованы Палеонтологическим институтом АН СССР и Институтом геологии АН ЭССР. Участники этих сессий ознакомились в поле с важными в палеоэкологическом и литологическом отношении разрезами, относящимися к различным горизонтам ордовика в пределах Эстонской ССР, и с разрезами ряда горизонтов девона в пределах Главного девонского поля (Эстония, Псковская и Новгородская области), а также с результатами проведенных в названных районах палеоэкологических и литологических исследований. Результаты работы первых двух сессий опубликованы<sup>1</sup>.

Третья палеоэколого-литологическая сессия была посвящена ископаемым рифогенным образованиям. Сессию организовал и провел Институт геологии Уральского филиала АН СССР по инициативе заведующего лабораторией литологии и фациального анализа Г. А. Смирнова, при кураторстве заведующего лабораторией палеоэкологии морских фаун ПИН АН СССР профессора Р. Ф. Геккера.

Изучение ископаемых рифогенных образований имеет крупное общетеоретическое и не меньшее практическое значение. Ископаемые рифы являются важными индикаторами специфических физико-географических обстановок прошлого и показателями палеотектонического режима территорий их распространения. К рифовым массивам нередко приурочены промышленные месторождения полезных ископаемых (нефть, газ, бокситы, подземные воды и др.).

Целью Третьей палеоэколого-литологической сессии было: 1) объединение советских палеонтологов и геологов, занимающихся изучением рифогенных образований, 2) ознакомление с имеющимися материалами по рифогенным образованиям разного геологического возраста, развитым в различных районах СССР, и с применяющимися методами их изучения, 3) осмотр в поле некоторых классических и хорошо изученных рифовых тел раннепермского возраста, распространенных в западном Предуралье и 4) выработка классификации и терминологии рифогенных и примыкающих к ним образований.

Заседания прошли в г. Свердловске с 8 по 12 июня 1965 г. В работе приняло участие свыше 100 человек, представителей 27 учреждений городов Москвы, Ленинграда, Свердловска, Новосибирска, Таллина, Кишинева, Перми, Уфы, Стерлитамака, Ташкента, Казани, Киева, Харькова, Симферополя, Актюбинска, Грозного и др.

После заседаний были организованы экскурсии в западное Предуралье, в места развития верхнепалеозойских рифогенных образований. Первая экскурсия проходила в окрестностях г. Красноуфимска, в с. Ключи и по долинам р. Сылвы выше г. Кунгура. Руководителями экскурсии Р. Ф. Геккером, Г. А. Смирновым, П. А. Софроницким

<sup>1</sup> См. «Палеонтологический журнал» 1962, № 4; 1964, № 2, а также сб.: «Организм и среда». М., изд-во «Наука», 1966.

и Л. В. Анфимовым были продемонстрированы распространенные здесь рифогенные образования раннепермского возраста. Экскурсанты могли наблюдать особенности распределения фауны и флоры в телах биогермов и в межрифовых фациях, характер переходов массивных рифогенных образований в межрифовые и околорифовые слоистые отложения, взаимоотношения рифогенных тел с подстилающими и покрывающими породами и многие другие детали строения рифогенных образований.

Вторая экскурсия, следовавшая за первой, была организована сотрудниками Стерлитамакской геолого-поисковой конторы и Уфимского нефтяного научно-исследовательского института М. А. Камалетдиновым, Д. Ф. Шамовым и Р. А. Камалетдиновым. Д. Ф. Шамовым демонстрировались рифовые образования Стерлитамакских гор-одинок Шак-Тау, Юрак-Тау и Тра-Тау.

Доклады, прочитанные на сессии, а также решения, принятые ее участниками, публикуются в настоящем сборнике.

А. И. РАВИКОВИЧ  
Геологический институт АН СССР

### МОРФОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ РИФОВ И ЭКОЛОГИЯ ИХ СТРОИТЕЛЕЙ И ДРУГИХ ОБИТАТЕЛЕЙ

Изучение современных рифов представляет интерес для естествоиспытателей разных специальностей: зоологов, ботаников, географов, океанологов и, конечно, геологов. Географы рассматривают рифы как важный фактор, определяющий особенности морского ландшафта в тропическом поясе, накладывающий отпечаток и на характер органического мира, и на тип осадконакопления, а также на рельеф соответствующих районов. Для океанологов рифы — богатый объект для наблюдений. Первые научные шаги океанологии были связаны с изучением рифовых архипелагов (роль бентоса и планктона в жизни рифов, влияние течений на образование разных типов рифов и т. п.). Для биолога с рифами связаны увлекательные проблемы, такие как симбиоз растений и животных, роль внешней среды в формировании скелетов рифостроителей и рифолюбов, внутривидовая борьба и внутривидовая взаимопомощь, выяснение причин, способствовавших космополитному распространению рифостроителей и т. д.

Не менее любопытные вопросы встают перед геологом, который интересуется как современными, так и ископаемыми рифами. Древние органогенные постройки уже давно используются как важнейший палеогеографический фактор, свидетельствующий о перемещении климатических зон в истории Земли. Рифы — единственные в своем роде образования, на примере которых можно проследить непосредственную связь между организмами и вертикальными движениями земной коры.

Итак, исследование рифов — сложная проблема, требующая использования знаний различных областей естествознания, что по плечу натуралисту в широком смысле слова. Несомненно, к таким принадлежал Чарлз Дарвин, с именем которого связано первое обстоятельное сочинение, посвященное современным рифам, опубликованное в 1842 г. Известный английский геолог Арчибальд Гейки говорил в 70-х годах прошлого века, что если бы Ч. Дарвин написал только одну свою работу по рифам, то и тогда он внес бы крупнейший вклад в развитие геологии.

Ч. Дарвин исходил из простой идеи, оказавшейся гениальной по глубине проникновения. Он писал в своем «Дневнике натуралиста», что «природа рифов определяется природой движения земной коры» (1941, стр. 410). Поскольку Дарвин предполагал, что в образовании рифов решающим является опускание, то его концепция получила название

«теории опускания». Таким образом, впервые была отчетливо сформулирована связь между рифами и геологической историей местности, в которой они росли. Я не имею возможности излагать историю вопроса, отмечу только, что после океанографической экспедиции «Челленджер» (1874—1876 гг.) теория Дарвина подверглась резкой критике и лишь в 20 столетии она была полностью «реабилитирована» (Davis, 1928). В нашем веке изучение рифов проходило по трем основным направлениям: во-первых, путем детального исследования строения рифов, а также морфологии и физиологии рифовых организмов с помощью экспериментов, поставленных в природных условиях (Great Barrier Reef expedition, 1928—1929, 1930—1956); во-вторых, путем бурения<sup>1</sup> и, в-третьих, путем систематического изучения геологии участков океанов и морей, прилегающих к рифам (Киепен, 1950).

В одной статье трудно осветить все стороны разбираемой проблемы. Остановлюсь только на первой, а именно, на строении современных рифов. Почему геологам, изучающим органогенные постройки, которые формировались десятки и сотни миллионов лет назад, необходимо знать строение современных рифов? Это вопрос теоретический. С ним сталкиваются геологи всех специальностей, и он связан с пониманием метода актуализма. Метод актуализма, т. е. сравнение современных сил и процессов с силами и процессами прошлого, много раз обсуждался в нашей и зарубежной печати. Немало было резких суждений и даже полного отрицания указанного метода, однако в конечном счете большинство геологов пришло к выводу, что без него обойтись нельзя. Даже если мы будем полностью отрицать возможность какого бы то ни было сравнения древних процессов с современными, то для того, чтобы прийти к такому выводу, геолог должен непременно знать силы и процессы, действующие в настоящее время. Метод актуализма приходится рассматривать как необходимый рабочий прием, так как у естественнораспространителя для анализа прошлого нет иного критерия, кроме сравнения с современностью. Однако надо помнить, что не может быть и речи о тождестве сил природы и результатов их действия в геологическом прошлом с силами и результатами, наблюдаемыми ныне. Это связано с тем, что в развитии неорганической и органической природы господствует закон эволюции, согласно которому все процессы на нашей планете испытывают медленное, постепенное и необратимое изменение. Происходит неуклонное дифференцирование, усложнение геологических и биологических явлений. В связи с этим, сравнение древних процессов с современными можно проводить лишь в общем плане, лишь по аналогии. При детальном, более глубоком сопоставлении всегда найдутся черты достаточно далеко идущих отличий.

Сказанное можно отнести к процессу рифообразования. Несомненно, что в общих чертах древние органогенные постройки сходны с современными. Но при более внимательном их сопоставлении выявляются отличия. Они определяются двумя важнейшими факторами. Во-первых, животные и растения, принимавшие участие в наращивании рифов, менялись на протяжении геологических периодов. Несомненно, что такая смена строителей рифов должна была отразиться на морфологии и экологии древних построек (Равикович, 1954). Во-вторых, типы рифов определялись в значительной мере тектонической обстановкой местности, где осуществлялся рост органогенных построек. Это представление, как указывалось выше, впервые сформулировал Дарвин в общей форме.

<sup>1</sup> Самые глубокие скважины пробурены на Маршалльских островах: о. Бикини — 852 м (1947 г.) и о. Эниунток — 1406 и 1543 м (1952 г.)

На связь между тектоническими движениями и ростом рифов разного типа указывали как наши исследователи (Успенская, 1946; Наливкин, 1950; Маслов, 1950), так и американские геологи (King, 1942, и др.). Мною эта зависимость была названа «тектоническим контролем» (Равикович, 1960). Более подробно тектонический контроль в планетарном масштабе обосновал в недавно опубликованной статье В. Е. Хаин (1962). В связи с тем, что строение главнейших геоструктурных единиц — платформ, передовых прогибов и геосинклиналей — на протяжении геологических эпох изменялось в сторону дифференциации, то и условия роста рифов в этих областях также должны были меняться.

Особый интерес представляют океанические рифы. Поскольку нам почти не известен в ископаемом состоянии океанический режим, то и коралловые архипелаги Тихого и Индийского океанов представляются как молодые образования в истории Земли. С другой стороны, известны древние органогенные постройки, как например, нижнекембрийские археоциатовые Сибирской платформы, аналогов которых мы по существу не знаем в современный период (Журавлева, 1966). В самом деле, небольшая мощность, однообразное строение, разбросанность по обширной территории достаточно резко отличают рифовый ландшафт нижнего кембрия от современного, где преобладают мощные, сложно устроенные береговые, барьерные и атолловые рифы.

Из сказанного следует, что приводимые ниже данные по современным рифам при сопоставлении с ископаемыми органогенными постройками надо использовать с осторожностью. После этих кратких замечаний переходим к основной теме.

В этой статье мы не касаемся таких вопросов, как значение температуры, солёности, течений и планктона в жизни рифостроителей и рифолюбов, так как они заслуживают специального рассмотрения. Остановлюсь на морфологии и экологии рифов в более общем плане.

Все современные постройки по своим морфолого-экологическим особенностям делятся на две группы — примитивные и дифференцированные. Это деление имеет исключительно генетическое содержание и ни в коем случае не связано с возрастом. На примитивных постройках нет зон, которые бы осушались, поэтому для них характерно отсутствие гребня-волнореза — самой типичной области так называемых «настоящих» рифов. Примитивные постройки находятся в более или менее однообразных условиях среды, в связи с чем на них слабо выражены морфологические зоны. Мощность их не превышает десятков метров. К ним относятся коралловые банки, поля растущих кораллов и другие подводные сооружения, в ископаемом состоянии известные как биостромы и биогермы. В современную эпоху они достаточно часто встречаются в областях развития рифового ландшафта.

Дифференцированные органогенные сооружения в простейшем случае состоят из двух зон — склонов, которые обычно не осушаются, и гребня, который находится в полосе бурунов и заливаётся лишь во время очень высоких приливов. Гребень имеет незначительную ширину (десятки метров), но в длину протягивается нередко на несколько километров. С течением времени органогенные постройки усложняются и образуют то, что принято называть береговыми, барьерными и атолловыми рифами. Эта классификация была обоснована ещё Ч. Дарвином, который показал, что она составляет единый генетический ряд (Дарвин, 1936).

Дифференцирование сводилось к тому, что гребень с течением времени сглаживался и вместо него формировался другой, выдвигавшийся

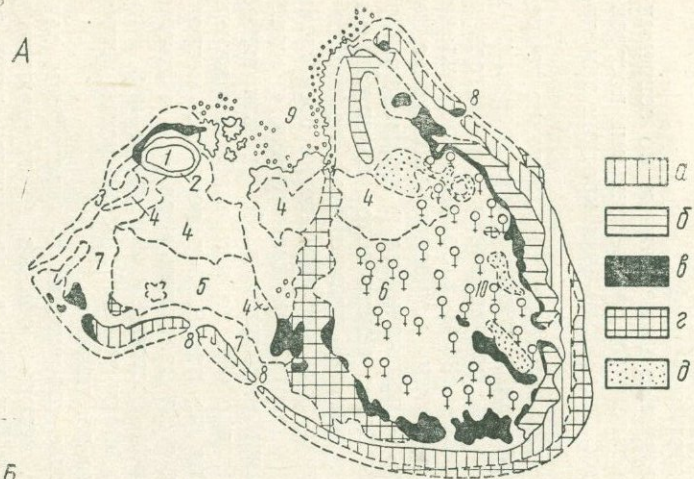
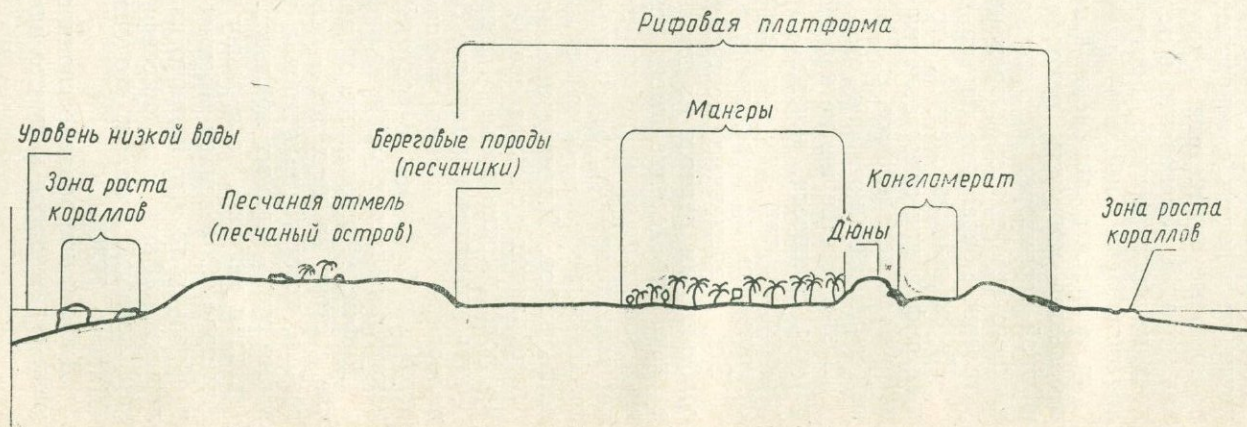


Рис. 1. Большой Австралийский барьер. Морфологические зоны лагунного рифа.

А — морфологические зоны лагунного рифа: а — наружный вал, б — внутренний вал, в — цементированные гальки, г — сотовая порода, д — ил; 1 — песчаная отмель, 2 — пляж, 3 — валунные накопления, 4 — песчаная поверхность, 5 — таламитовая поверхность, 6 — мангровый парк, 7 — ров, 8 — проломы, 9 — якорная стоянка, 10 — мангры. Б — разрез через лагунный риф (схема).

Б



несколько далее в море. Этот процесс мог много раз повторяться, и в конце концов на месте сглаженных, отступивших гребней возникла новая зона, называемая рифовым плато, рифовой платформой или рифовой поверхностью. Дальнейшая дифференциация происходила в сторону усложнения плато и, наконец, образования на нем рифового песчаного острова. Таким образом, дифференцированные рифы имеют четыре главные зоны: склоны, гребень, плато и остров. Разберем более подробно строение каждой из них, опираясь на результаты экспедиций, проведенных на Большом Австралийском барьере и Маршалльских островах, в частности на атоллах Бикини и Эниутоке. В этих районах получен наиболее обширный и детально проработанный материал. По богатству и разнообразию родов и видов рифостроящих кораллов они занимают первое место в Тихоокеанском бассейне.

Большой Австралийский барьер, протянувшийся почти на 2000 км вдоль восточного края Австралийского материка, состоит из бесчисленного количества примитивных и дифференцированных построек. В целом он ориентирован линейно и при этом более или менее параллельно материковому берегу. Такого рода линейные рифы характерны также для некоторых ископаемых рифовых фаций, располагавшихся на краю платформы или в пределах краевого прогиба геосинклинали, например, Подольские и Уральские рифы.

Дифференцированные постройки в области Большого Австралийского барьера (рис. 1) состоят из двух типов — лагунных и краевых. Лагунные располагаются в пределах обширной лагуны, достигающей местами ширины до 180 км. Количество их здесь очень велико, порядка многих десятков; размеры колеблются от 1 до 3—4 и даже 7 км. Краевые рифы замыкают барьер со стороны океана, отделяя лагуну от моря (рис. 2). Лагунные рифы значительно больше дифференцированы по сравнению с краевыми. По-видимому, прямое воздействие океанических волн, которые постоянно бушуют на краевых постройках, мешают их усложнению. На этом примере мы еще раз убеждаемся, что усложнение — еще не показатель их возраста.

Склоны рифа являются самой жизнеспособной частью. Они не осушаются и поэтому здесь обитают наиболее быстро растущие кораллы, преимущественно мадрепоровые, хотя нередко присутствуют и более прихотливые восьмилучевые — альционии. Красочные описания рифов, которых нередко сравнивают с подводными цветущими садами, относятся как раз к зоне склонов. Напомним, как образно описывал

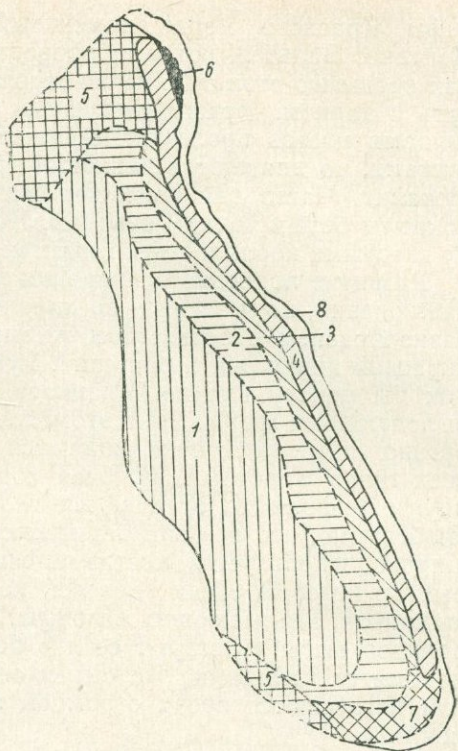


Рис. 2. Большой Австралийский барьер. Морфологические зоны краевого рифа.

1 — зона интенсивного роста кораллов; 2 — якорная стоянка; 3 — валунная зона; 4 — рифовый гребень; 5 — загибающиеся концы рифа; 6 — мадрепоровое поле; 7 — южная валунная зона; 8 — подводный склон рифа.

рифы Красного моря знаменитый немецкий геолог и палеонтолог Иоганнес Вальтер, который проводил свои исследования еще в 80-х годах прошлого столетия: «Распределение кораллов на рифе можно сравнить с парком. Между цветущими кустарниками и ярко окрашенными грядами цветов пролегли песчаные дорожки; они то сужаются между кустами, то впадают в тенистый грот, то расширяются в гравийные лужайки. Часто они содержат пестрые коралловые колонии, которые покрыты белым тонким осадком. Нередко приходится пробираться между гладкими коралловыми грядами» (Walther, 1888).

Развитие подводного плавания позволило не только расширить круг наблюдений, но и заснять на киноленту жизнь рифа, который поражает разнообразием и богатством живых форм, а также необычайно яркой окраской животных и растений. Густые «заросли» кораллов составляют как бы основу прочного каркаса, который дает убежище множеству рифолюбивых форм. При этом следует подчеркнуть, что современные органогенные постройки являются местами обитания представителей всех типов животных, включая хордовых (рыбы). Рыбы, как и многие другие рифолюбы, отличаются необычайно пестрой и яркой окраской. Любопытно, что все они без исключения съедобны. Это обстоятельство широко используется местными жителями. Яркая окраска не страшна рыбам, которые среди зарослей кораллов быстро и ловко прячутся от хищников, заплывающих на рифы. Под защитой стрекательных батарей полипов рыбы чувствуют себя в безопасности. Более того, они нередко лакомятся полипами, откусывая ослабленных особей, которые в изобилии встречаются среди огромной массы индивидов, составляющих колонии.

Осадконакопление на склонах происходит за счет прижизненного захоронения скелетов кораллов, а также за счет непрерывного разрушения скелетов рифостроителей и рифолюбов. Постоянно дующие ветры, которые в лагуне Австралийского барьера имеют юго-восточное направление, налетают на склоны, отламывают, крошат скелеты и забрасывают их либо в полости, часто попадающиеся на склонах, либо выбрасывают обломки на вершину склона, нагромождая их в форме валов. Благодаря действию ветра, наветренный склон имеет резкий, ступенчатый профиль, с крутым уклоном не менее  $25^\circ$  (и даже до  $90^\circ$ ). Подветренная сторона отличается более мягким, пологим очертанием.

На валах непрерывно ощущается движение волн, перекатывающих обломки, которые таким путем измельчаются и шлифуются. Из-за непрерывного движения условия жизни на валах очень трудны. Здесь могут существовать лишь стелющиеся пластинки литотамниевых или же сверлящие зеленые и сине-зеленые водоросли. Песчаные и илистые частицы непрерывно сметаются с валов и попадают либо на склоны, где задерживаются в полостях каркаса, тем самым его цементируя, либо на рифовое плато (платформу). Между валами нередко проходы, в которых вода задерживается во время отлива и где поэтому произрастают некоторые наименее прихотливые кораллы.

Валы лагунных рифов соответствуют гребням краевых построек. Гребни — это своеобразные волнорезы, около них непрерывно бушуют волны. Они состоят из крепко сцементированных плит коралловых пород, покрытых литотамниями, окрашенными в пурпуровые и розовые тона. Во время отлива гребни представляют величественное зрелище: далеко в море под яркими лучами солнца выдается ярко окрашенная кайма известняков, изрезанная бесчисленными проходами, гротами и полостями, в которых задерживается вода. В это время под небольшим прикрытием водяного слоя видно, что здесь обитают мадрепоровые ко-

раллы и альционарии, прикрепляются двустворчатые моллюски, ползают морские звезды и, конечно, проносятся стаи рыб с узким сжатым телом, которое позволяет им ловко проплывать между тесными, прижатыми «ветвями» кораллов.

На лагунных рифах самая сложная в морфолого-экологическом отношении зона — рифовое плато (платформа). Под защитой валов оно дифференцируется по крайней мере на три подзоны: мангровые заросли, песчаную поверхность и якорную стоянку (см. рис. 1). Каждая из этих подзон отличается своеобразием осадков и населяющим его органическим миром. Охарактеризуем названные районы.

Мангровые заросли занимают восточную и юго-восточную сторону лагунных рифов. Они отличаются накоплением темного вязкого ила, под которым на глубине менее 1 м найден слой, напоминающий торф. Повсюду типичная земноводная растительность — ризофоры, соннерации, заливаемые во время прилива до вершины крон. Дыхание их осуществляется с помощью ослепительно белых воздушных корней, которые одновременно служат подпорками, помогающими деревьям устоять против мощного воздействия приливных вод. Типичная рифовая фауна и флора встречается редко, зато здесь обитает оригинальная рыба — илистый прыгун (*Periophthalmus kelreuteri*), которая свободно передвигается прыжками, ловко опираясь на плавники и во время отлива карабкаясь по деревьям. Мангры отсутствуют на краевых постройках. Подзона мангровой растительности появляется на рифах высоко специализированных, характеризующихся значительной дифференциацией.

Подзона якорной стоянки как бы противоположна манграм, так как отличается чертами, присущими склонам рифов. В якорной стоянке, которая во время прилива покрывается водой на глубину до 2,5—3, а иногда до 5 м, процветают кораллы преимущественно мадрепоровые как ветвистые, так и массивные. Сметаемые с плато песчаные и илистые частицы активно удаляются полипами, создающими с помощью реснитчатых щупалец мощные токи воды. Поэтому кораллы якорной стоянки состоят из видов, лучше других приспособленных к активному освобождению от засыпки илом. Такие виды обычно отличаются крупными индивидами.

В этом районе кораллы, особенно массивные, дают оригинальные образования, получившие название «коралловых платформ». Верхушки сильно разросшихся колоний, достигнув отлива, периодически осушаются, попадая тем самым в неблагоприятные условия, и отмирают. Отмершие части подвергаются обработке приливных волн и приобретают плоскую, столлоподобную форму.

Подзона песчаной поверхности, как показывает само название, характеризуется обильным накоплением известкового песка. Эта подзона формируется на сглаженных коралловых плитах, пересеченных трещинами, западинами и прочими неровностями, в которых задерживается вода при отливе, образуя лужи и пруды. Разнообразные водоросли: красные, зеленые, бурые — нередко одевают поверхность пород сплошным войлоком. В лужах и прудах произрастают довольно угнетенные кораллы. Зато на остальной поверхности богато представлена сверлящая и зарывающаяся фауна. Этим путем животные спасаются от осушения, от прямого воздействия лучей солнца. Среди представителей много различных крабов и креветок, а также морских ежей и звезд, часто попадаются фораминиферы (лепидоциклины, оперкулины), голотурии, черви-трубкожилы, гастроподы, пестро окрашенные губки и двустворчки.

Песчаный остров обычно не покрывается водой даже в период вы-

соких приливов. Он состоит из ослепительно белого песка, на котором может возникнуть почва, служащая пристанищем наземной растительности, главным образом для кокосовых пальм, вечнозеленых лавров, пандановых и хлебных деревьев. В песчаном грунте обитают зарывающиеся формы, в основном ракообразные. Края острова окружены пляжевыми песками, иногда сцементированными в песчаники. На них поселяется наименее прихотливая фауна, имеющая зональное распределение. Выше всех располагаются устрицы (*Ostrea mordax*), не боящиеся осушения и выдерживающие прямое влияние солнечных лучей, накаляющих ее створки до 50°С. Глубже поселяются различные иглокожие, в особенности морской еж (*Echinometra mathaei*); еще глубже, примерно на уровне 3—5 м от поверхности воды, во время прилива появляются кораллы, поля развития которых постепенно сливаются с кораллами якорной стоянки.

На краевых рифах зона плато представлена почти исключительно якорной стоянкой (см. рис. 2). Что касается других районов, то они находятся в зачаточном состоянии. Песчаный остров никогда не развивается. Это обстоятельство также свидетельствует о меньшем дифференцировании краевых рифов по сравнению с лагунными.

Из того что было сказано выше об условиях обитания рифостроителей и рифолюбов, вытекает, что по экологическим особенностям их можно подразделить по крайней мере на три группы. Первая — обитатели толщи воды, передвигающиеся активно, как например рыбы, или пассивно, как планктонные личинки ракообразных. Эта группа может перемещаться из одной зоны в другую. Вторая — состоит из представителей, которые живут на поверхности рифа, либо передвигаясь (крабы, креветки, морские звезды), либо прикрепляясь к рифовым породам (разнообразные кораллы, черви-трубкожилы, фораминиферы, гастроподы и многие другие). Третья — сверлящие и зарывающиеся формы, чрезвычайно типичны исключительно для зон рифа, периодически подвергающихся осушению. Среди них особенно замечательны тридакны — гигантские пестроокрашенные двустворки. Некоторые из них достигают исполинского веса — до 300 кг. Края их раковин настолько остры, что могут наносить серьезные повреждения даже человеку. Встречаются сверлящие ежи, губки, водоросли, крабы и пр.

Среди других интересных приспособлений можно отметить санитарную роль некоторых рифолюбов. Несомненно, что в какой-то мере рыбы занимаются санитарным очищением коралловых полипов, поскольку они объедают слабосильных, отмирающих особей. Но особенно выделяются в этом отношении крабы и креветки. Целыми полчищами они нападают на трупы животных, раздробляют их скелеты и извлекают мягкие ткани. Одновременно с очищением крабы производят колоссальную работу по измельчению, раздроблению скелетов и тем самым накоплению известковых песчаных осадков. Ту же роль играют голотурии — морские огурцы, заглатывающие обломки вместе с гниющими органическими остатками, которыми они питаются. Пройдя через кишечник голотурий, обломки подвергаются дальнейшему измельчению. В этом отношении роль голотурий в накоплении осадков можно сравнить с действием волн.

Таково в общих чертах строение барьерных рифов, находящихся на разных стадиях усложнения. Посмотрим, какие морфологические зоны выделяются на атоллах (рис. 3). Атоллы, или кольцевые рифы, представляют удивительное зрелище в современном тропическом поясе Индийского и Тихого океанов, где они нередко составляют обширные архипелаги, разбросанные среди необозримых морских просторов на

многие десятки и сотни квадратных километров. Крупные атоллы встречаются среди Мальдивских островов, диаметр лагуны у некоторых достигает более 70 км (о. Сувадива). Но самые крупные кольцевые постройки известны на Маршалльских островах, например, атолл Меншикова — до 100 км в диаметре. На этих же островах, вследствие проводившихся США в 40-х годах испытаний атомной бомбы, ряд атоллов, таких как Бикини и Эниуиток, подверглись детальному исследованию, включая глубокое бурение. На Эниуитоке буровые скважины прошли свыше 1500, а на Бикини 852 м. Отмечу только, что атоллы Бикини (см. рис. 3) и Эниуиток, как и многие другие тихоокеанские кольцевые рифы, покоятся на так называемых гайоттах — гладковершинных древних вулканах, поднимающихся из глубин до 2000 м.

В целом атоллы представляют собой округлые или овально вытянутые постройки с краями, оттянутыми в сторону постоянно дующих ветров. Они окаймлены крепким гребнем-волнорезом, под защитой которого развивается рифовое плато, с почти всегда присутствующим песчаным островом. На атоллах встречаются те же морфолого-экологические зоны, что и на рифах Большого барьера. От гребня, в сторону открытого океана, сначала полого, а затем круто спускаются склоны рифа, характеризующиеся наиболее интенсивным ростом коралловых полипов. Строение гребня аналогично гребню краевых рифов Австралийского барьера. Рифовое плато не так детально дифференцировано, как на лагунных рифах Большого барьера, и сходно с плато краевых построек (см. рис. 3).

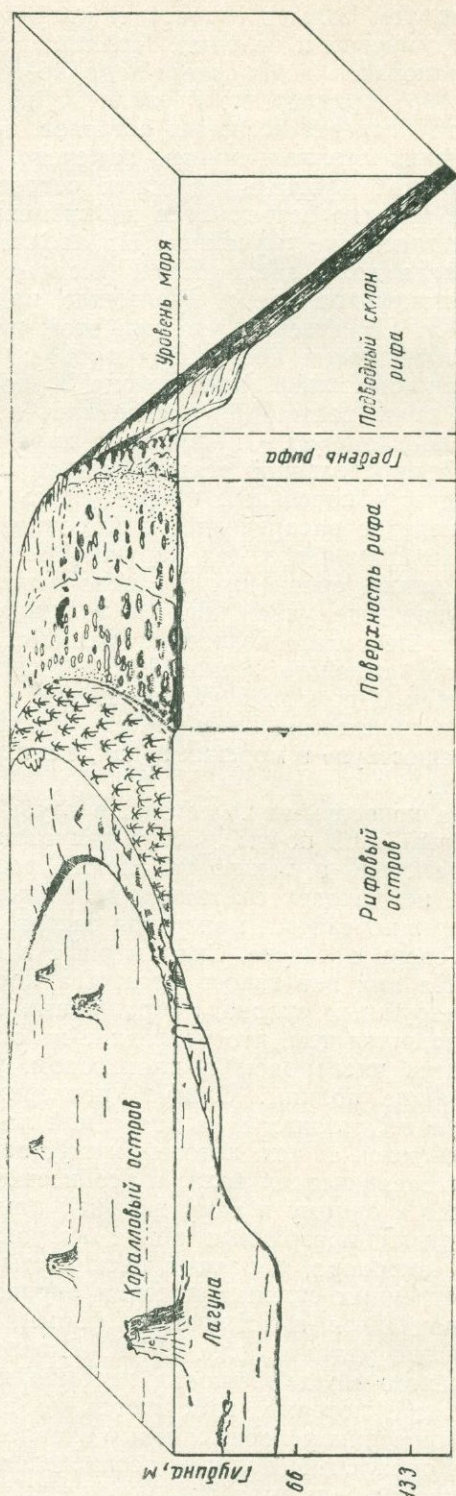


Рис. 3. Схема строения атолла Бикини.

Изучение атоллов Тихого океана показало, что чем дальше на восток, тем больше возрастает роль известывыделяющих водорослей — литотамниевых и зеленых. Примерно за 170° в. д. атолловые постройки становятся водорослево-коралловыми. Уменьшается не только количество кораллов, но обедняется их родовой и видовой состав.

Что касается песчаных островов, то они широко развиты на Тихоокеанских атоллах, причем замечено, что на постепенно отмирающих постройках площадь песчаных островов увеличивается. Отмирающие рифы нередко встречаются на низменных архипелагах Тихого океана. Это явление не случайное. На атоллах имеется приподнятая терраса, а иногда даже две и более, которые свидетельствуют о том, что в плейстоценовое время произошло падение уровня океана более чем на 1 м. Естественно, что при этом наступают благоприятные условия для накопления песчаных островов; их краевые части испытали цементацию. Гальки, попадавшие в этот район в результате дробящей силы волн, также цементировались и давали так называемый пляжевый конгломерат. Он довольно характерен для тихоокеанских рифов.

На определенной стадии развития песчаного острова, когда на нем появляется почвенный покров, здесь поселяется растительность, которая нередко распределяется по зонам, идущим более или менее параллельно краю рифа. На наружной стороне произрастают вечнозеленые кустарники, среди них особенно выделяются лавры. Далее, несколько отступая, где увеличивается толщина почвенного покрова, обитают преимущественно кокосовые пальмы, являющиеся неотъемлемым элементом рифового ландшафта. Расселение кокосовых пальм происходит как с помощью человека, так и путем перенесения плодов морскими течениями. Оказывается, что некоторые виды кокосовых орехов, «путешествуя» в морских водах, длительное время не теряют своей всхожести.

За кокосовыми пальмами, в глубь берега, где находится еще более мощный слой почвы, растут прихотливые деревья, такие как хлебные, пандановые, а также банановые рощи. Наконец, на берегу лагуны, куда не доходят океанические волны, на низких, топких, изрезанных берегах поселяется мангровая растительность.

Теперь о лагуне. Склоны рифа в сторону лагуны опускаются полого. На них нет такого богатства кораллов и других организмов, как на наружных склонах, обращенных в сторону открытого океана. Это объясняется тем, что последние из открытого моря бесперебойно снабжаются кислородом и планктоном, в которых так нуждаются рифостроящие полипы. Следует подчеркнуть, что кораллы, растущие на лагунных склонах и на дне самой лагуны, по своему внешнему облику отличаются от тех, которые живут под воздействием постоянно бушующих океанических волн, и это несмотря на то, что они часто принадлежат к одному и тому же виду или к близким видам. В сравнительно тихих прозрачных водах лагуны мадрепоровые кораллы, например, акропора, образуют раскидистые, тонко ветвящиеся колонии. На наветренных склонах колонии акропор приобретают стелющиеся, прижимающиеся пластинчатые формы, лучше, чем ветвистые, противостоящие ударам волн. Н. Н. Яковлев в 1911 г. во время посещения Красного моря наблюдал необычайно пластичные формы коралловых колоний, которые изменяются до неузнаваемости в зависимости от окружающих условий жизни (Яковлев, 1913).

Коралловые полипы распределены в лагуне неравномерно, они создают так называемые коралловые холмы, являющиеся своеобразными примитивными миниатюрными незрелыми постройками — биогер-

мами (см. рис. 3). В тихоокеанских атолловых лагунах находится большое количество зеленой водоросли халимеда. Кроме того, встречаются рифолюбивые формы, но количество их намного меньше, чем в других зонах. На дне лагуны накапливается известковый ил и тонкий песок, которые образуются за счет частиц, сносимых с прилегающих песчаных островов и плато.

Издавна было распространено мнение среди исследователей рифов, что лагуны атоллов Тихого и Индийского океанов имеют однообразную глубину и удивительно ровное дно. Действительно, немало кольцевых построек с лагунами не глубже 30—50 м. Однако известны постройки, у которых лагуны достигают глубины всего лишь 8—10 м и менее (например, атолл Кристмас) или же превышают 50 м (архипелаги Фиджи, Каролинские, Тонга и др.). За последние годы выяснено, что дно атолловых лагун обычно не плоское и ровное, как стол, а скорее вогнуто в форме чаши, причем рельеф неровный, что связано прежде всего с существованием коралловых холмов.

Между тем, исследователи 19 столетия и начала 20 (А. Агассиц, Р. А. Дэли, Дж. С. Гардинер) связывали свои гипотезы происхождения рифов с якобы однообразными глубинами атолловых лагун. В частности, Дэли (Daly, 1915) на этом предположении построил свою знаменитую гипотезу, которую он назвал «теорией ледникового контроля». Эта концепция подвергалась справедливой критике как в нашей, так и в зарубежной литературе (Давиташвили, 1936; Равикович, 1954; Ladd a. Hoffmeister, 1936, и др.).

Подведем некоторый итог и затем кратко остановимся на вопросе о том, какими фациями представлены органогенные постройки прошлого (на основании их сопоставления с современными).

Органогенные постройки, которые принято называть рифами, характеризуются накоплением разного типа пород на сравнительно небольшой территории (валуны, конгломераты, пески, песчаники, илы, массивные известняки), а также богатым комплексом организмов, представленных всеми типами животных, водорослями и высшей, цветковой растительностью. Это богатство и разнообразие особенно паразитичны, так как в прилегающих участках морского дна, как правило, осадконакопление отличается от рифового. и состав организмов резко обеднен. Относительно мощности органогенных построек можно сказать, что она варьирует широко: от нескольких десятков до многих сотен и даже более тысячи метров. Варьирование мощностей органогенных построек связано с особенностями их генезиса. Это самостоятельная тема, которую следует рассматривать в связи с ископаемыми постройками. Отметим только, что мощность является важным контролирующим фактором в их дифференцировании.

Поскольку рифы — сложные образования, то мы вправе ожидать, что в ископаемом состоянии они будут представлены комплексом разных закономерно сочетающихся фаций («рифовый комплекс»). Самая характерная из них — гребневая, формировавшаяся приблизительно на уровне отлива. Для нее типична узкая область накопления в горизонтальном направлении, но в вертикальном она могла достигать значительной мощности, если во время ее образования дно моря прогибалось. Вместе с верхней частью склона она составляет ядро рифа, его самую жизнеспособную часть. Ядро представлено массивными карбонатными породами, которые часто подвергались доломитизации (Тирольские рифы, риф Кэпитен и др.), благодаря чему исчезли следы славших их организмов. В этом случае природу ядра можно установить лишь в сочетании с другими рифовыми фациями, а именно

с фацией склона и фацией плато, а для барьеров и атоллов — с фацией лагуны.

Фации склона можно подразделить на две части. Одна из них, как указывалось выше, тесно связана с гребневой; она является каркасом рифа и представлена массивными известняками с богатой фауной рифостроителей, захороненных в прижизненном состоянии. Другая, формировавшаяся глубже, где рифостроящие и рифолюбивые формы значительно менее обильны, давала главным образом органогенно-обломочные известняки.

Фации рифового плато в ископаемом состоянии сохраняются лучше, чем ядро. Обычно это массивные или слабослоистые известняки с богатой и разнообразной фауной и флорой рифолюбов и характерной ассоциацией сверлящих форм.

В рифовом комплексе могут присутствовать фации лагуны. У барьерных построек лагуна граничила с берегом материка или острова, где условия осадконакопления были иными, чем в центре или в частях, прилегавших к рифовому плато. Это особенно заметно в местах впадения рек, принесивших терригенный материал, который мог подавлять на некотором протяжении рифообразование. Вдали от берегов суши осадконакопление в барьерной лагуне соответствовало атолловой. Лагунные фации ископаемых рифов обычно представлены плотными карбонатными породами, в которых сочетаются тонкозернистые осадки с мелководными рифовыми организмами, способными давать биогермы. Однако для полной уверенности в их происхождении необходимо установить их связь с фациями рифового плато и другими членами рифового комплекса.

В заключение мне хотелось еще раз подчеркнуть, что рифы — это сложные образования в морфолого-экологическом отношении. Если еще 25—30 лет назад это положение было недостаточно оценено геологами, то в настоящее время как у нас, так и за рубежом оно получило широкое признание. В связи с этим геологам следует проявлять осторожность при решении вопроса о рифовом происхождении массивных зоогенных и фитогенных карбонатных пород. Для положительного решения необходимо доказать присутствие рифового комплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Давиташвили Л. Ш. Историческая роль теории образования коралловых рифов Дарвина и ее значение для науки наших дней. В кн. Ч. Дарвин. Соч., т. 2. М., Биомедгиз, 1936.
- Дарвин Ч. Строение и распределение коралловых рифов. Соч., т. 2. М., Биомедгиз, 1936.
- Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле «Бигль». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Журавлева И. Т. Раннекембрийские органогенные постройки на территории Сибирской платформы.— Организм и среда в геологическом прошлом. М., изд-во «Наука», 1966.
- Маслов В. П. Геолого-литологические исследования рифовых фаций Уфимского плато.— Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., 1950, вып. 118, № 42.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сыльвинской депрессии.— Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1950, вып. 47.
- Равикович А. И. Современные и ископаемые рифы. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Равикович А. И. Рифы и роль тектонических движений в их образовании.— Булл. МОИП, отд. геол., 1960, 35 (1).
- Успенская Н. Ю. О связи артинских массивов Башкирского Приуралья с тектоникой этой области.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Хаин В. Е. Рифы и тектоника.— Значение биосферы в геологических процессах. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Яковлев Н. Н. О некоторых результатах новейших исследований коралловых рифов Индийского океана и Красного моря.— Изв. геол. комитета, 1913, 32.

- Cloud E. P. Facies relationships of organic reefs.—Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1952, 36, № 11.
- Daly R. A. The glacial-control theory of coral reefs.—Amer. Acad. Arts, Sci. Proc., 1915, 51, № 4.
- Davis W. M. The coral reefs problem.—Geogr. Soc. Amer., Spec. publ., 1928, № 9.
- Emery R. O., Tracey I. I. a. Ladd H. S. Geology of Bikini and nearby atolls.—U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1954, № 260-A.
- Great Barrier Reef Expedition 1928—1929.—Scientific Rep., 1930—1956, vol. 1—6 (London, British Mus.).
- King P. B. Permian of West Texas and Southeastern New Mexico.—Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1942, 26, № 4.
- Kuenen Ph. H. Marine Geology. Part VI, Coral reefs. London, 1950.
- Ladd H. S. a. Hoffmeister J. S. A criticism of the glacial-control theory.—J. Geol., 1936, 44, № 1.
- Walther J. Die Korallenriffe der Sinai Halbinsel.—Abhandl. Sächs. Acad. Wiss. Leipzig, math-naturwiss. Kl., 1888, Bd. 14.
- 



Р. Ф. ГЕККЕР  
*Палеонтологический институт АН СССР*

## РИФОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ВОПРОСЫ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ

Рифовые органогенные образования во многих отношениях отличаются от всего того, что можно встретить на дне современных и древних морей. Они представляют собой разновидность твердого морского дна, а твердое дно занимает и всегда занимало в морях очень ограниченные площади по сравнению с рыхлым. Другой разновидностью твердого морского дна является каменное, скальное, которое может состоять из твердых горных пород осадочного или изверженного происхождения и из метаморфических пород. Слагающие каменное дно осадочные породы, в свою очередь, могут быть также известняками рифового происхождения.

Рифовые образования создаются нарастающими друг на друга животными и растениями. Воздвигаемые ими сооружения растут быстрее, чем накапливается осадок около них. Поэтому они более или менее сильно возвышаются над морским дном. Однако донные организмы могут также при жизни образовывать на нем значительные скопления — банки (например, устричные и гигантопродуктусовые), состоящие из свободно лежащих, а иногда также нарастающих друг на друга животных или растений; такие скопления раковин не возвышаются над морским дном или же возвышаются над ним слабо. Банки представляют переход между биотопами и биоценозами рифовых сооружений различных типов и биотопами и биоценозами рыхлого морского дна.

Работая над отложениями и населением различных древних морей, я всегда с интересом присматривался к рифовым образованиям и стремился изучить их также там, где я и мои сотрудники не проводили исследований древних морских бассейнов на больших площадях их распространения. Поэтому у меня накопились личные впечатления об органогенных рифовых образованиях самого различного геологического возраста в различных частях СССР.

У нас, как, видимо, и в других странах, рифовым образованиям уделялось значительно меньше внимания, чем слоистым отложениям геологического прошлого. К последним геологи и палеонтологи привыкли, так как они встречаются с ними повседневно, рифовые же постройки — малые и большие — «нарушают» стройную картину слоистых разрезов. В слоистой толще можно точно сосчитать слои, точно измерить мощность каждого из них и послойно собрать фауну, рифовое же образование трудно расчленить — трудно увидеть в нем ясные

границы отдельных частей. По этой причине труднее фиксировать местоположение фауны и флоры, да и все массивное тело может — и это нередко бывает — оказаться перекристаллизованным, вследствие чего органические остатки могут быть трудно различимы. Приведу пример.

Казанские (верхняя пермь) отложения на севере, в Архангельской области, очень хорошо обнажены по рекам Пинеге и Кулою. С Пинеге описывались небольшие мшанковые «риффы» (точнее биогермы), с р. Кулоя же биогермы известны не были. Указывалось только (Едемский, 1928), что разрез казанского яруса здесь на протяжении большого обнажения у с. Долгощелья быстро меняется: то его можно составить послойно, то нельзя это сделать потому, что он состоит из почти совершенно монолитной толщи известняков. Наш же осмотр берега р. Кулоя у с. Долгощелья показал, что обнажающиеся здесь слоистые известняки мощностью 6—7 м переполнены небольшими биогермами: ими-то и являются отмечавшиеся ранее монолитные участки (Геккер, 1959). Этот случай показывает, как невнимательно относятся в поле к несложным биогермным образованиям: на них смотрят, но их не понимают.

Мы постоянно имеем дело со слоистыми образованиями, которые на площади обычно меняются медленно. Например, те же казанские отложения севера — их разрез по р. Пинеге. Благодаря великолепной обнаженности отложений казанского яруса, на больших протяжениях этой реки совершенно ясно видно, что строго параллельнослоистые, почти горизонтально лежащие пласты известняков фациально переходят в биогермы, притом более крупные, чем на р. Кулою (Геккер, 1959). Этого не понял работавший здесь до нас геолог Я. Д. Зеккель (1941, 1956а, 1956б). Он считал, что на р. Пинеге на одном уровне оказались по соседству вершины биогермов более древнего возраста со своей фауной и молодые слоистые отложения более высокой части казанского яруса с иной фауной.

Спрашивается, однако, как могло быть иначе? Разве может в биогермах и окружающих их синхроничных слоистых образованиях находиться одна и та же фауна или флора? Ведь основная особенность рифового образования заключается именно в том, что на морском дне узко локализованно жили и сооружали возвышавшуюся над ним постройку совсем не те организмы, что обитали, не сооружая построек, рядом с ними и дальше на морском дне. Такая смена комплексов форм в пространстве происходит сейчас и происходила также в геологическом прошлом на чрезвычайно близких расстояниях. Эти основы природы рифовых образований нельзя упускать из вида, и так как прежние авторы нередко допускали ошибки в их трактовке, необходимо сейчас взгляды этих исследователей пересмотреть, если это еще не сделано. Как известно, очень долго некоторые исследователи оспаривали рифовую природу известняковых массивов Стерлитамакско-Ишимбайского района.

Нередко также допускались ошибки противоположного характера. Слои нерифового генезиса, но заключающие остатки донных беспозвоночных из групп потенциально возможных рифостроителей, принимались (и наверно еще сейчас принимаются) за рифы. Примерами могут служить «строматопоровые и коралловые рифы» в верхнем девоне Прибалтики (Kгаus, 1930) и «коралловый риф» в нижнем карбоне северо-западного крыла Подмосковского бассейна. На самом же деле эти слои ничего общего с рифами не имеют: в них заключены скопления (а иногда даже и не скопления) скелетов строматопороидей или желваков сине-зеленых водорослей или отдельные колонии ругоз и ха-

тетид. Несостоятельность отнесения таких слоев к рифам уже была ясна в начале 20 столетия для Н. Н. Яковлева (1911), написавшего тогда специальную статью под названием «Существуют ли коралловые рифы в палеозое?». В ней Н. Н. Яковлев показал, на основании личных наблюдений и литературных данных, что палеозойские кораллы *Zoantharia* рифов не строили и что рифоподобные образования сооружали преимущественно строматопороидеи.

Говоря об истории исследования ископаемых рифовых образований в нашей стране, необходимо еще упомянуть, что работы по изучению особенно интересных и богатых местонахождениями ископаемых организмов и попытки реконструкций жизни в древних бассейнах были начаты Н. И. Андрусовым (Andrussow, 1909, 1911, 1912). Эта монография, переизданная в 1961 г. (Андрусов, 1961), была посвящена именно рифовым образованиям — керченским и таманским мшанковым рифам, а не богатым органическими остатками слоистым толщам. Н. И. Андрусов был родом из Керчи, и это обстоятельство, наверно, также сыграло определенную роль в создании этого с большой любовью написанного и прекрасно иллюстрированного труда. Что же касается работ указанного типа в зарубежной литературе, то первая из них принадлежит Иоганнесу Вальтеру: она посвящена всемирно известным верхнеюрским плитнякам (литографским «сланцам») Золенгофена — золенгофенской лагуне юрского моря и животным, захороненным в ее осадках.

В любых рифовых сооружениях необходимо делать различие между теми организмами, которые их активно строят (как известно, строителями рифовых сооружений могут быть даже фораминиферы, но только прирастающие формы), и теми, которые на них живут и скелеты которых после их смерти также способствуют, но пассивно, возвышению этих биотопов над морским дном. Поэтому и различают строителей рифов (биогермов) и рифолюбивые формы.

Рифостроители являются как бы «хозяевами» рифовых сооружений, а рифолюбые — их «гостями» (если позволительно перенести на обитателей рассматриваемых биотопов терминологию, употребляемую при тесных, симбиотических и паразитических отношениях между организмами). «Хозяева» важнее «гостей». Поэтому, во-первых, давать название рифовому сооружению — «кораллово-водорослевый», «мшанковый» или какой-нибудь другой — надлежит по рифостроителям. И, во-вторых, необходимо найти ответ, притом в поле, на вопрос, кто построил риф или биогерм, а при больших органогенных образованиях — кто строил различные их части в различное время, так как рифостроители могли меняться во времени и в пространстве. Этому вопросу уделяется недостаточно внимания.

В заблуждение вводят крупные, бросающиеся в глаза организмы. Так случилось с украинскими миоценовыми толтрами, при определении основных строителей сыльвинских биогермов, и, вероятно, то же имело и имеет место в других случаях.

Л. Ш. Давиташвили (1937) изучил небольшую коллекцию окаменелостей, доставленную ему из миоценовых толтров Украины. В сборах имелось также несколько обломков колоний двух видов шестилучевых кораллов, которые, видимо, произвели впечатление на автора сборов своим отличным от других окаменелостей видом, а быть может, и редкой встречаемостью. Изучив эту коллекцию и оценивая ее также с экологической стороны, Л. Ш. Давиташвили сделал вывод, что толтровые рифы могут считаться коралловыми в современном широком смысле этих слов. Однако И. К. Королюк (1952), позже проводившая

в этих местах тщательные полевые исследования, нашла в подольских толтрах кораллы в очень малых количествах. Очевидно, что коралловыми рифами такие сооружения называть никак нельзя.

Изучение систематического состава рифовой и биогермовой фауны и флоры может, несомненно, проводиться палеонтологом также по чужим сборам — но только на первой стадии исследования. Выяснение же экологических вопросов и оценка количественных отношений между представителями различных видов должны проводиться в поле.

Как выясняется, часто рифостроителями являлись мелкие невзрачные организмы, природа которых даже после их обнаружения и изучения оставалась, и в некоторых случаях до сих пор остается, не совсем ясной. Примерами могут служить маленькие биогермы на р. Кулое (Геккер, 1959), *Tubiphytes* на р. Сылве и в Стерлитамакско-Ишимбайском Приуралье, а также триасовый риф на Памире, важным строителем которого были, видимо, водоросли из группы мутовчатых сифоней *Dasycladacea* (Шапов, Геккер, 1966).

Осветим историю познания тубифитов как строителей органогенных образований. Она началась с изучением сылвинских биогермов. Сперва указывалось, что в строении сылвинских рифовых известняков первое место принадлежит крупным мшанкам из рода *Polypora* и что на втором месте здесь стоят фораминиферы, членики криноидей, брахиоподы и пелециподы (Толстихина, 1937, 1941). Однако изучение этих органогенных сооружений в 1940 г. Р. Ф. Геккером (1941) совместно с М. В. Куликовым (1943) и В. Б. Тризной (1948) показало, что хотя мшанкам несомненно принадлежала немаловажная роль в построении сылвинских биогермов, основным их строителем необходимо считать какой-то известковый трубчатый организм. По-видимому, он был принят за стебли морских лилий и их членики (вообще редко встречающиеся в сылвинских биогермах) по той причине, что его белые, фарфоровидные трубочки напоминают скелетные остатки иглокожих. Этот организм был нами предположительно отнесен к водорослям. В. П. Маслов, познакомившись с этими окаменелостями, первоначально называл их губками и червеобразными организмами, создающими «червячную» структуру известняков (Маслов, 1946 а и б), но впоследствии в своей монографии об ископаемых известковых водорослях (1956) этот автор также отнес их к водорослям (неясного систематического положения — *Schizophyta?*) и установил для них новый род *Tubiphytes* с типом *T. obscurus*. В. П. Маслов описал эти организмы (из Пермского Приуралья и Стерлитамакского района без более точного указания) следующим образом. «Обволакивающий (эпифитный) организм, образующий наросты из темного кальцита вокруг других организмов. Описываемая водоросль обычно имеет вид палочковидных извивающихся червеобразных неправильных цилиндров, образовавшихся в результате обрастания каких-то исчезнувших стеблей, след от которых остается в виде трубки, заполненной вторичным кальцитом. Слой такого рода нароста бывают различной толщины, достигающей 1 и более миллиметров. В них часто видны зоны нарастания. Они образованы темным афанитовым карбонатом, под микроскопом часто почти непроницающим» (Маслов, 1956, стр. 82—84).

На Сылве тубифиты переполняют биогермный известняк, его трубочки как бы прорастают породу, вытягиваясь в вертикальном направлении. В ядре биогермов они сохранились на месте роста, в то время как на склонах (в шлейфах) биогермов мы встречаем другой тип сохранности тубифитов — в виде обломков.

Д. М. Раузер-Черноусова (1950), изучавшая позднепалеозойские

рифовые образования в Стерлитамакско-Ишимбайском районе, также встречала в них эти проблематические водоросли, притом в нескольких горизонтах и в наибольшем количестве — в средней части швагеринового. Она их назвала в честь Д. Ф. Шамова *Shamovella gen. nov.* и очень коротко описала, отметив, что «виды этого рода очень разнообразны и широко распространены от середины гжельского яруса до кунгурского» (стр. 17). Так как описание Д. М. Раузер-Черноусовой не было полным и она не указала типичный вид рода, сейчас приходится, согласно международным правилам номенклатуры, употреблять названия, данные В. П. Масловым (см. также Elias, 1959).

Д. М. Раузер-Черноусова также придавала тубифитам значение рифостроителей, однако не основное, и считала, что они в изученных ею массивах были связаны преимущественно с подводными банками; реже заросли их трубочек образовывали биостромы.

В своей обобщающей работе о фациях Ишимбайского Приуралья Д. Ф. Шамов (1957) среди строителей рифов указывает также водоросли, не уточняя, каким группам они принадлежат. В ответ на просьбу дать разъяснение Д. Ф. Шамов сообщил, что тубифиты являются одним из основных рифообразователей нижнепермских массивов в данном районе, что они особенно широко развиты в шиханском горизонте ассельского яруса, но встречаются и во всех других, вплоть до иргинского и саргинского горизонтов включительно. Д. Ф. Шамов сообщил также, что уже в отчете о работах его и других уфимских геологов на стерлитамакских горах в 1934 г. указывались тубифиты под названием водорослей.

Значительно позже, чем у нас, сведения о тубифитах появились в печати в США. Тубифиты были обнаружены в пермских рифах Техаса и Новой Мексики и кратко охарактеризованы и изображены на нескольких фотографиях в великолепной монографии о рифовом комплексе Гуадалупских гор (Newell, Rigby и др., 1953). В этой работе высказывается возможность принадлежности этих «проблематических окаменелостей» гидрокораллинам и указывается, что они в рифах очень обильны. Спустя несколько лет, Ригби (Rigby, 1958) отнес эти окаменелости к гидроидным полипам и установил для них новое семейство *Nigriporellidae* с новым родом *Nigriporella* с двумя видами, а также подчеркнул, что эти организмы составляли важную часть рифовой фауны в Гуадалупских горах. Ньюэлл (Newell, 1955) говорит о том, что эти гидрокораллины наблюдались только в рифах и рифовых отложениях и что они являются надежным индикатором рифовых условий. Таким образом, пришло время, когда в Новом Свете также было установлено присутствие и оценено значение тубифитов. В других странах присутствие тубифитов также установлено. Так, Кониси (Konishi, 1958) упоминает их также из перми Австрии, Афганистана, Бирмы, Южного Китая, Японии и Гватемалы, а Эллиот (Elliot, 1962), ссылаясь на несколько более ранних авторов, указывает тубифитов из перми стран Ближнего Востока — северного Ирака и из Омана в юго-восточной Аравии.

Из сказанного следует, не в пример первоначальным предположениям, что *Tubiphytes*, природа которого еще не может считаться полностью разгаданной, имел в конце палеозоя большое значение в построении органогенных образований. Но тубифиты не всегда бросаются в глаза, их приходится искать, и такие поиски позволили во время экскурсии-сессии увидеть их в известняках стерлитамакских гор-одиночек Юрак-Тау, Шах-Тау и Тра-Тау.

При изучении рифовых образований необходимо: 1) обнаружить

рифостроителей, 2) установить их принадлежность к тем или другим группам животных или растений и 3) дать их описание и название, которое в большинстве случаев наверное будет новым из-за недостаточной изученности создателей древних органогенных построек.

Как это часто бывает вообще при изучении ископаемых организмов, при рассмотрении обитателей таких построек не всегда можно провести резкую грань между рифостроителями и рифолюбями. Так, некоторые морские лилии, вроде силурийского *Crotalocrinites*, нарастая на твердый субстрат сильно развитыми корневыми образованиями (усиками), могли способствовать его наращиванию (Lowenstam, 1957). В то же время их стебли рассыпались на членики, а чашки на таблички, что — пассивно — способствовало тому же самому процессу.

Аналогичные случаи наблюдались с другими стебельчатыми иглокожими в ордовике Эстонии и казанском ярусе Архангельской области. В Эстонии на небольших биогермах оандуского (вазалема-ского) времени среднего ордовика, построенных в значительной степени текоидеями *Cyathocystis rhizophora* F. S., селились в массовом количестве цистоидеи *Hemicosmites porosus* Eichw. Последние после смерти рассыпались на отдельные таблички, которые заполняли пространства между биогермами (Геккер, 1959, Мянниль, 1960). Точно так же мшанковые биогермы, располагавшиеся на дне северной части казанского моря (р. Пинега), были заселены множеством морских лилий, которые тоже рассыпались после смерти; членики стеблей, их детрит и обломки скелетов мшанок образовывали мощные нагромождения на склонах биогермов (Геккер, 1959). Таким образом, в двух последних приведенных примерах, в отличие от первого, иглокожие всецело принадлежали к рифолюбам.

В рифовых сооружениях небольших и средних размеров, возвышавшихся на дне моря и не отграничивавших лагуны от суши или островов (т. е. в биогермах), необходимо различать само рифовое сооружение (ядро) и его склоны (шлейфы), за пределами которых были распространены слоистые образования, не связанные с рифовыми или только частично включавшие продукты их разрушения. Население ядра и склонов рифовых образований было различным по причине неодинаковых условий жизни и погребения. Это можно хорошо видеть, например, на р. Сылве, где ядро биогермов слагают проблематическая водоросль *Tubiphytes* и мшанки, а на склонах можно видеть биссусных пелеципод и обладавших ножкой брахиопод (Геккер, 1961).

Не всегда легко определить в поле границы рифовых образований как в стороны, так и вверх, если одновременные, примыкающие к ним слои также представлены карбонатными породами одинакового цвета (обыкновенно белого или серого). Но зато, если примыкающие слои иного петрографического состава и иного цвета, рифовые сооружения оконтуриваются очень четко. Примером могут служить керченские и таманские мезотические мшанковые рифы, изученные Н. И. Андрусовым: они заключены в зеленые глины.

Необходимо иметь в виду, что вершина рифового образования могла продолжать расти не благодаря деятельности рифостроителей, а благодаря тому, что на уже имевшемся построенном цоколе накапливались известковый ил и детрит.

Расположение организмов и их сообществ на рифовых биотопах пятнистое, а на сложных и крупных рифовых телах оно пятнистое на фоне зонального. (При этом необходимо иметь в виду, что пятнистое и зональное расположение организмов свойственно не только рифовым биотопам, но и другим биотопам морского дна.)

Такую зональность хорошо схематически изобразил для поселений среднедевонских кораллов Западной Европы Биренхейде (Birenheide, 1962). Распределение фаций (зон) на ишимбайских рифовых массивах в последующие моменты позднекаменноугольного и раннепермского времени<sup>1</sup> описала и изобразила Д. М. Раузер-Черноусова (1950). Изучая рифовые тела, всегда необходимо стремиться установить пространственное распределение организмов и его закономерности: если это не имеет в виду, они могут ускользнуть от внимания исследователя.

В экологии (и палеоэкологии) существуют понятие и термин «экологическая ниша». Экологическая ниша — это часть биотопа со своими, более узкими условиями жизни, к которым приспособлены те или другие виды организмов. Такие ниши имеются во множестве также на рифовых биотопах. В частности, такими экологическими нишами являются здесь ниши в буквальном смысле слова; их присутствие представляет одну из характерных особенностей рифовых построек.

Обитатели таких ниш могли при разрастании рифостроителей оказаться зафиксированными на месте в положении роста (см. примеры, приводимые Е. А. Ивановой (1947) для брахиопод среднего карбона Подмосковского бассейна). Ниши служили также местами укрытия представителей подвижной фауны, и мы можем найти остатки организмов (например, аммонитов), которые вне ископаемых ниш мы не встретим. Вероятно, что они были здесь заживо замурованы — «попали в ловушки», — когда выход из ниш оказывался забаррикадированным (Шамов, Геккер, 1966).

На протяжении долгой геологической истории Земли и эволюции органического мира в деле сооружения (активного) рифовых тел сменяли друг друга самые различные растения и животные, одновременно проходила также смена рифолюбивых форм. Здесь, на рифовых биотопах длительно развивались организмы отдельных филогенетических ветвей из обеих названных крупных экологических групп. Здесь может также наблюдаться большая изменчивость строения форм, зависящая от узко локальных условий обитания, показывающая необходимость эколого-морфологического, а не чисто морфологического анализа органических остатков. Здесь вырабатывались и «отрабатывались» весьма совершенные адаптивные морфологические структуры, приспособленные к рифовому биотопу, как у родственных форм, так — конвергентно — у представителей различных, далеко друг от друга стоящих систематических групп животных и растений. В результате многие обитатели рифовых образований приобрели так называемый «рифовый тип» строения. Здесь совершался также переход от рифолюбов к рифостроителям, и на чрезвычайно благоприятном для жизни биотопе, в крайней тесноте, создавались различные биоценотические и более тесные симбиотические и паразитические отношения. И все это неизменно и бесчисленное количество раз повторялось на протяжении всей истории органического мира, начиная с кембрия.

А нам по всем этим вопросам в деталях пока почти ничего не известно. Выяснены только отдельные штрихи большой, сложной и очень интересной картины населения рифовых биотопов, адаптаций и эволюции их членов. И даже смена во времени отдельных систематических групп организмов выяснена пока только в самых общих чертах.

Если бы существовал специальный институт палеоэкологии, в нем

<sup>1</sup> Согласно последней общепринятой схеме все эти отложения раннепермского возраста.

можно было бы занять большую группу лиц разработкой перечисленных вопросов при обязательном сравнительном изучении образований различных геологических времен, включая современность, и различных территорий. Но такой институт отсутствует. Поэтому этими вопросами предстоит заниматься сообща палеонтологам и литологам различных учреждений. Таким исследованиям кладет начало первая палеоэколого-литологическая сессия с рифовой тематикой.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов. — Изб. тр. академика Н. И. Андрусова, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Геккер Р. Ф. Рифы пермского моря в районе г. Кунгура по р. Сылве. — Рефераты работ учреждений отд. биол. наук АН СССР за 1940 г. М., Изд-во АН СССР, 1941.
- Геккер Р. Ф. Первые выводы из палеоэкологического изучения фауны и флоры Казанского моря. — Вопросы палеобиологии и биостратиграфии. Тр. II сессии Всесоюз. палеонт. о-ва. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Геккер Р. Ф. Биогермы пермского возраста на р. Сылве. — Охрана природы на Урале, вып. II. Пермь, 1961 (УФАН СССР, Комиссия по охране природы).
- Давиташвили Л. Ш. К экологии животных рифовой фации среднего миоцена Украинской ССР. — Проблемы палеонтологии, т. II—III. М., 1937 (Палеонт. лаборатория МГУ).
- Едемский М. Б. О геологических работах в бассейне рек Пинеги и Кулоя в 1923—1926 гг. — Труды Ин-та по изучению Севера, 1928, вып. 41.
- Зеккель Я. Д. Значение рифов в стратиграфии казанского яруса. — Докл. АН СССР, 1941, 32, вып. 8.
- Зеккель Я. Д. К стратиграфии и палеогеографии казанского яруса. — Бюлл. МОИП, н. сер., 61; отд. геол., н. сер., 31, № 3, 1956а.
- Зеккель Я. Д. О связи между распределением остатков организмов и палеорельефом (на примере казанских отложений Севера). — Ежегодн. Всесоюз. Палеонт. о-ва, 1956б, 15.
- Иванова Е. А. К палеоэкологии брахиопод рифовых образований. — Докл. АН СССР, н. сер., 1947, 55, № 9.
- Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. — Тр. ИГН АН СССР, 1952, вып. 110, геол. сер. (№ 56).
- Куликов М. В. О природе сылвенских рифов. — Докл. АН СССР, 1943, 40, № 9.
- Маслов В. П. К вопросу о вековых колебаниях в верхнеартинское время района Уфимского плато и Верхне-Чусовских Городков. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946а, № 3.
- Маслов В. П. О способах захоронения биогермов на примере артинских образований р. Сылвы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946б, № 5.
- Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. — Тр. ИГН АН СССР, 1956, вып. 160.
- Мяниль Р. М. Стратиграфия оандуского («вазалеммаского») горизонта. — Труды ИГ АН Эст. ССР, 1960, 5.
- Раузер-Черноусова Д. М. Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья (на основе изучения фузулинид). — Труды ИГН АН СССР, 1950, вып. 119, геол. сер. (№ 43).
- Толстихина М. М. Кузино — Пермь. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия. Пермская экскурсия (северный маршрут). Л. — М., ОНТИ, 1937.
- Толстихина М. М. Карбон и нижняя пермь востока Русской платформы и западного склона Урала. — Тр. Башкирского геол. упр., 1941, вып. 11.
- Тризна В. Б. Пермские мшанки с р. Сылвы. — Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1948, вып. 31.
- Шамов Д. Ф. Фации сакмарско-артинских отложений Ишимбайского Приуралья. — Вопросы разработки нефтяных месторождений. Тр. УФНИИ, 1957, вып. 2.
- Шамов Д. Ф. и Геккер Р. Ф. Окаменелости-ватерпасы и полости-ватерпасы. — Организм и среда в геологическом прошлом. М., изд-во «Наука», 1966.
- Яковлев Н. Н. Существуют ли коралловые рифы в палеозое? — Изв. Геол. комитета, 1911, 30, № 10.
- Andrussow N. Die frossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. Lief. I, 1909; Lief. II, 1911; Lief. III, 1912.
- Birenheide R. Siedlungs- und Wachstumsformen mitteldevonischer Korallen aus der Eifel. — Natur und Museum, 1962, 92, H. 1.
- Elias M. K. Rauser-Chernousova D. M. Facies of Upper Carboniferous and Artinskian

- deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo region of the Pre-Urals.—Internat. Geol. Rev., 1959, 1, № 2.
- Elliot G. F. More microproblematica from the Middle East.—Micropaleont., 1962, 8, № 1.
- Konishi K. Identity of algal Tubiphytes, Maslov, 1956, and hydrozoan genus Nigriporella Rigby, 1958 — Transact. Proc. Palaeont. Soc. Japan, n. ser. 1959, № 35.
- Kraus E. Die Geschichte des Devons in Lettland. (Studien zur Ostbaltischen Geologie, IX). Veröffentl. Geol.—Paläont. Institut Univers. Riga, 1930, № 20.
- Lowenstam H. Niagaran Reef in the Great Lakes Area. Treatise on Marine Ecology and Paleocology, vol. 2. Paleocology.—Mem. Geol. Soc. Amer., 1957, 67.
- Newell N. D. Depositional fabric in Permian reef limestone.—Geology, 1955, 63.
- Newell N. D., Rigby J. K., Fischer A. G., Whiteman A. J., Hickox J. E., Bradley I. S. The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico. San-Francisco, 1953.
- Rigby J. K. Two new Upper Paleozoic Hydrozoans.—J. paleontol., 1958, 32.
-

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ  
Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БИОГЕННЫХ РИФОВ

Вопросу о связи биогенных рифов с движениями земной коры и тектоническими структурами посвящена довольно обширная литература. Впервые Ч. Дарвин объяснял положение современных коралловых островов среди глубокого моря постепенным опусканием морского дна. Первое упоминание в научной литературе об этом исследовании относится не ко времени опубликования в 1842 г. работы Ч. Дарвина о коралловых рифах, как это принято считать, а к 1837—1838 гг., когда было опубликовано содержание доклада Ч. Дарвина, сделанного 31 мая 1837 г. на заседании Геологического общества в Лондоне, где он изложил доказательства поднятий и опусканий дна Индийского и Тихого океанов, полученные на основании изучения коралловых рифов. С тех пор не ослабевает интерес к биогенным рифовым сооружениям и, в частности, к вопросу об их тектоническом положении (Львова и др., 1964; Маслов, 1950), которые имеют большое практическое значение, поскольку с ископаемыми рифовыми массивами нередко связаны крупные промышленные месторождения нефти. В последние годы проблеме связи биогенных рифов с тектоническими структурами посвящены обстоятельные статьи А. И. Равикович (1960) и В. Е. Хаина (1962). Поэтому здесь, по возможности без повторений, будут изложены некоторые новые данные.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ

Термин «риф» геологи используют очень часто. Но вкладывают в него разный смысл. Автор понимает под «рифом» массивное тело с более или менее крутыми склонами (вплоть до отвесных), выступающее или почти выступающее над уровнем моря. Во всяком случае, поверхность его находилась в зоне активной работы волн, поэтому в его сложении большая роль принадлежит обломочным накоплениям. Тела такой формы и положения имеют разное происхождение: это могут быть абразионные останцы, нагромождения вулканических продуктов, скопления ледникового материала, результат деятельности колониальных организмов и сопутствующего им биоценоза. Нас интересуют образования последней группы. Для того чтобы отличить их от рифов другого происхождения, необходимо к слову риф прибавлять биогенный, но поскольку в данной статье рассматриваются только эти рифы и близкие

к ним образования, для краткости биогенный иногда будет и опускаться.

Образованиями, близкими по составу и происхождению к биогенным рифам, но отличающимися от них рядом характерных признаков, являются онкоиды и банки. Под онкоидом мы понимаем массивное биогенное тело с крутыми или отвесными склонами, как и у рифа, но расположенное на глубине ниже уровня действия волн и поэтому не имеющее или почти не имеющее в своем составе обломочных продуктов. Банка отличается от рифов и онкоидов формой: это плоское поднятие над дном, которое может располагаться на разной глубине и сложено как продуктами органического происхождения (например, устричная банка), так и другими материалами. Между банками, рифами и онкоидами существуют постепенные переходы.

В связи с рассматриваемой проблемой остановимся еще на двух терминах, также понимаемых неоднозначно,— биогерм и биостром. Биогерм — ископаемое тело, сложенное остатками организмов, захороненных в прижизненных биоценотических соотношениях, независимо от видового состава, формы и глубины образования. Иными словами, это сохранившийся в ископаемом состоянии биоценоз. Биогермы участвуют в сложении биогенных рифов, онкоидов и банок, являясь их существенной (в рифах), а иногда и главной (в онкоидах и некоторых банках) составной частью. Под биостромом автор понимает частный случай биогерма, в котором организмы обнаруживают более или менее ясно выраженное слоистое расположение. Слоистость — результат соответствующих форм роста организмов, а не продукт сортирующей работы волн или течений (ибо при этом нарушаются и прижизненные соотношения, т. е. комплекс органических остатков перестает быть ископаемым биоценозом).

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ КОРАЛЛОВЫХ РИФОВ

На современной поверхности земного шара из всех биогенных рифовых сооружений наиболее распространены коралловые рифы. Им посвящена обширная литература, и существует ряд карт, на которых показано их распространение. Одна из новейших составлена нашими советскими исследователями и опубликована в 1961 г. (Безруков и др., 1961). На ней показаны не только коралловые рифы, но и продукты их разрушения — коралловые брекчии и галечники, пески и алевритовые илы. Кроме обломков кораллов, они всегда содержат и остатки других организмов, входящих в биогермы коралловых рифов: известковые водоросли, нередко также приобретающие важное рифообразующее значение, мшанки, моллюски, фораминиферы и др. Все эти разнообразные осадки, генетически непосредственно связанные с биогенными коралловыми рифами, распространены в довольно значительном интервале глубин от уровня моря и даже несколько выше до 2000 м от поверхности, а в отдельных случаях даже до 3500 м глубины. При анализе распространения коралловых осадков авторы названной карты отмечают, что оно подчинено двум основным факторам: климатической зональности, почти нигде не переходя за пределы 30° северной и южной широт, и вертикальной зональности, отчетливо тяготея к мелководным прибрежным зонам и областям океанических островов. О тектонической приуроченности современных коралловых рифов они даже не упоминают.

Если сопоставить и проанализировать распространение современных коралловых рифов и сопутствующих им осадков с «Тектонической

картой мира» (1964), можно прийти к вполне определенному выводу об исключительном разнообразии тектонического положения современных биогенных рифов. Они распространены в районах самого различного тектонического режима. Так, коралловые рифы широко развиты во внутренних областях древних, докембрийских платформ (вдоль берегов Красного моря в теле Африканской платформы), а также вдоль окраин континентальных участков древних платформ, по границе с океаническими областями (вдоль западных берегов Австралийской и Африканской платформ, вдоль восточного побережья Южно-Американской платформы, в частности, у берегов Бразилии). Не менее широко развиты коралловые рифы и в районах проявления послекембрийской складчатости самого разнообразного возраста: они встречаются в областях каледонской (на побережье Тонкинского залива к востоку от г. Ханоя и на берегах о. Хайнань), герцинской (например, вдоль восточного побережья Австралии), мезозойской (на южном окончании Малаккского п-ва в районе г. Сингапура) и альпийской складчатости (берега Зондских островов и на Филиппинских островах; эти последние районы часто и не без основания рассматривают также как области современных геосинклиналей). Кроме того, органические рифы распространены в областях земной коры океанического типа, в частности, на древних, докембрийских частях океанического дна (талассократонах) как в Тихом океане, так и в резко отличных от них областях сводовых поднятий и глыбовых хребтов на дне Индийского океана. Не будет ошибкой считать, что современные биогенные рифы встречаются в областях любых тектонических структур земной коры, распространенных в пределах тропической зоны земного шара.

Современные биогенные рифы встречаются как в областях поднимающихся, например в районе уже упомянутого о. Хайнань, так и в областях опусканий, например во многих местах Тихого океана. Такое разнообразие тектонической приуроченности современных биогенных рифов не удивительно. Ведь они образуются там, где существуют благоприятные для жизни рифостроящих организмов физико-географические условия: температурный режим, соленость воды, содержание в ней питательных веществ, глубина от поверхности моря, отсутствие сильного загрязнения воды терригенным материалом. Тектонический режим на все эти факторы непосредственного влияния не оказывает. Поэтому не обязательно каждое рифовое тело связано генетически с определенной тектонической зоной или структурой — такой прямой связи может и не существовать. Тем не менее, общая приуроченность зон распространения современных рифов к тем или иным тектоническим зонам или областям нередко вырисовывается достаточно определенно. Так, Большой барьерный риф Австралии четко вытянут вдоль окраины материка, причем эта граница примерно соответствует направлению границы между континентальными и океаническими зонами земной коры. Цепочки рифов, вытянутые вдоль берегов Красного моря в теле Африканской древней платформы, тоже оказываются приуроченными к линиям, примерно соответствующим крупным разломам земной коры, явившимся причиной образования и самого Красного моря. Происхождение такой связи вполне очевидно: тектонические структуры и непосредственно связанный с ними режим движений контролируют распределение суши и моря и направление береговых линий. Рифы же связаны с береговыми линиями как с мелководными зонами, где они только и могут успешно развиваться.

Точно так же и приуроченность рифов к областям современных

поднятий или опусканий оказывает влияние на морфологию и внутреннее строение рифовых тел. Так, рифы, расположенные в областях поднятий, например, современные рифы о. Хайнань, характеризуются преобладанием обломочных продуктов. По свидетельству В. П. Зенковича (1962), масса коралловых обломков превосходит местами объем живого рифа в десятки раз. Наоборот, рифы, развивающиеся в областях опусканий, должны иметь в своем составе гораздо больше живых построек.

Итак, выясняется, что соотношения современных биогенных рифов с тектоническими структурами и тектоническими движениями оказываются весьма сложными.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ БИОГЕННЫХ РИФОВ

Еще более сложны соотношения тектоники и ископаемых рифов. Причина этого заключается в том, что на все факторы, влияющие на образование рифов и в современных условиях (соленость, температура, глубина воды и т. д.), накладывается влияние геологического времени, иными словами — длительности процесса. Строго говоря, мы уже встречаемся с действием этого фактора и при изучении современных рифов, когда улавливаем различия между рифами, образуемыми у поднимающихся или опускающихся берегов, но несомненно, что на ископаемых рифах все различия, связанные с длительностью процесса рифообразования, становятся наиболее отчетливыми. Дело в том, что геологически длительное существование рифовых биоценозов и особенно формирование мощных их накоплений требует благоприятного тектонического режима. Поэтому мощные и протяженные рифовые тела отчетливо контролируются тектоникой. Это позволяет предложить следующую группировку рифовых массивов по их тектонической приуроченности.

Первая группа — массивы, связанные со структурами земной коры первого порядка и протягивающиеся в соответствии с границами этих структурных единиц. На территории Советского Союза классическим примером является зона Стерлитамакско-Ишимбайских нижнепермских рифов в Западном Приуралье (Успенская, 1946; Шамов, 1957). Их отчетливая приуроченность к западному борту Уральского краевого прогиба, к его краю с Русской платформой — настолько хорошо известный факт, что на его обосновании останавливаться не будем. Не менее ярким примером, но из отложений совсем другого возраста, служат миоценовые, тортонские рифы Подолии (Жорюк, 1952). Они также приурочены к окраине Русской платформы, но, в отличие от уральских пермских, целиком располагаются еще на платформенном основании. Вместе с тем их протяженность ясно соответствует границе платформы с Предкарпатским краевым прогибом и контролируется этой тектонической границей.

Подобную же приуроченность обнаруживают и многие крупные современные рифовые массивы, протягивающиеся около границ или в соответствии с границами между крупными современными тектоническими структурами. Большой барьерный риф Австралии служит этому хорошим примером.

Вторую группу рифов по их тектонической приуроченности образуют такие рифовые тела, которые располагаются на сводах, крыльях и тому подобных структурах второго порядка как в пределах платформ, так и геосинклинальных областей. Примером геосинклинальных рифов этой группы являются рифы Петропавловского поднятия на Се-

верном Урале, отчетливо приуроченные к этой положительной структуре, отграниченной от зон прогибов, располагающихся как западнее, так и восточнее полосы рифов. К этой же группе относятся и молодые (верхне-неогеновые) мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов в альпийской Крымско-Кавказской зоне (Андрусов, 1961).

Третью группу образуют рифы, связанные с локальными структурами. Они особенно хорошо известны в пределах платформенных областей как в СССР, так и в других странах. Можно назвать рифы нижнеизюмских слоев (верхняя юра) Украинской синеклизы, водорослевые рифы каменноугольного возраста бассейна Парадокс в США. Последние особенно интересны тем, что к ним, располагающимся на крыльях частных антиклинальных структур, точнее платформенных брахиантиклиналей, приурочены важные в практическом отношении месторождения нефти, и поэтому они изучены очень обстоятельно.

Четвертую группу образуют рифы, располагающиеся на вершинах или на склонах вулканических конусов и других построек вулканического происхождения. Достоверных примеров этой группы мы не можем назвать, но есть все основания считать, что такие рифы не только существуют, но должны быть довольно широко развиты в древних вулканогенных толщах, так как связь ископаемых рифовых тел с такими толщами довольно распространена. В частности, не исключено, что более детальные исследования позволят обнаружить такие соотношения между вулканическими породами и рифовыми телами среди девонских пород на северном склоне Кавказа, где в последние годы достаточно определенно доказана рифовая природа известняковых массивов, заключенных среди вулканических пород. Что касается современных рифов этого типа, то они широко распространены в тропической зоне Тихого океана.

Последнюю, пятую, группу образуют рифовые тела, которые не обнаруживают определенной тектонической приуроченности. Пока трудно подобрать конкретные примеры. Вообще нет пород любого состава и происхождения, которые образовывались бы вне какого-либо тектонического режима. Нет также участков земной коры, не относящихся к какому-либо тектоническим зонам и областям. Следовательно, нет породообразования вне тектонических зон. Точно так же и современные осадки обязательно образуются на фоне каких-либо современных тектонических структур. Но это еще, конечно, не означает, что все эти породы или современные осадки генетически связаны с теми тектоническими структурами, в которых они образовались и существуют. Такой связи может не быть. То же можно сказать и о биогенных рифовых массивах. Вот если доказано, что в своем распространении или в особенностях состава и внутреннего строения данный рифовый комплекс связан с той или иной конкретной тектонической структурой, только тогда можно говорить о существовании прямых генетических связей между ними. Поскольку для появления биогенных рифов на современной поверхности земли, как было показано, важен не тектонический режим, а конкретные физико-географические условия, то естественно допустить, что такое же положение существовало и в прошлые времена. К пятой группе относятся такие ископаемые рифовые массивы, которые не обнаруживают генетических связей с тектоническими структурными формами. Очевидно, число таких массивов в ископаемом состоянии незначительно, мощность их тел небольшая, и они должны быть распространены локально. С возможностью существования таких рифов всегда нужно считаться при геологических исследованиях. Кроме того, если доказана приуроченность рифов к определенным тектоническим зонам или структурам, это позволяет предсказывать области возможного распространения рифовых массивов,

которые еще не обнаружены. Поскольку с рифами связаны ценные полезные ископаемые, в первую очередь нефть и горючие газы, то такой прогноз может иметь прямое практическое значение. Возможно решение и обратной задачи: наличие связи биогенных рифов со структурами позволяет использовать рифовые комплексы для выявления и уточнения границ тектонических зон, а также для суждения об истории развития тектонических движений за время развития данной рифовой толщи. Комплексное исследование таких толщ помогает решить и другие тектонические проблемы, среди которых можно назвать следующие: а) соотношение тектонических движений, не фиксируемых в структуре (так называемых колебательных, или эпейрогенических), с движениями, находящими выражение в структуре, т. е. дающими складки той или иной формы и размера, флексуры и разрывы; б) связь между первичными и современными структурными формами, т. е. выяснение степени наследованности тектонических форм и в) выяснение относительной скорости движений в разных частях первичной тектонической структуры, на фоне которой данный риф развивался. Возможность решения всех перечисленных задач, а их можно назвать и значительно больше, определяется тем, что биогенные рифовые тела — весьма разнообразные и сложные в фаціальном отношении комплексы. Среди них, наряду с различными биогермными образованиями, принимают участие и различные обломочные накопления, образующиеся за счет механического разрушения волнами и течениями остова рифа, а также химические осадки. Распространение всех этих разнообразных фаций прямо связано с глубиной моря, т. е. с интенсивностью тектонических опусканий (или поднятий), а также с длительностью этих процессов. Поэтому детальное фаціальное картирование рифовых тел, особенно на разных стратиграфических уровнях (срезах), позволит детально выяснить историю его развития, анализ же сочетания этого развития с тектоническими структурами даст необходимый материал об истории формирования этих тектонических структур. Такие работы должны, несомненно, быть одной из задач будущих детальных исследований ископаемых рифовых комплексов.

### БИОГЕННЫЕ РИФЫ И ФОРМАЦИИ

Обращаясь к вопросу о соотношении биогенных рифов с формациями или к тому, являются ли такие рифы формациями или их частью и т. д., мы прежде всего сталкиваемся с отсутствием общепринятого понимания термина «формация» (Крашенинников, 1962). Вместе с тем естественно, что то или иное решение этого вопроса будет прямо зависеть от того, как понимается термин «формация», какое содержание вкладывается в это понятие. Поскольку обсуждение этого вопроса в деталях выходит за рамки настоящей статьи, ограничимся лишь указанием на то, что мы понимаем под осадочной формацией геологическое тело, представленное комплексом генетических типов отложений, парагенетически тесно связанных друг с другом и образовавшихся в единой климатической и тектонической обстановке. Под «генетическим типом» автор понимает комплекс генетически связанных фаций, возникших в одной ландшафтной обстановке (на суше или на дне моря) и большей частью под влиянием одного ведущего процесса, а под «фацией» — геологическое тело, представленное одной или несколькими породами, образовавшимися в одной физико-географической обстановке, отличной от обстановок образования соседних разновозрастных пород. Приняв такие определения, можно подойти и к вопросу о соотношении между биогенными рифами и формациями. Если мы имеем дело с небольшими по своим размерам рифовыми

массивами, мало дифференцированными в фациальном отношении, имеющими небольшую мощность и очень ограниченными по площади, словом, если мы имеем дело с «незрелыми постройками», как их называет А. И. Равикович (1960), то такие тела можно рассматривать лишь как фации среди других карбонатных пород: они заключены в другие комплексы отложений и не имеют самостоятельного историко-геологического значения.

Вполне принимая морфологическую и генетическую характеристики «незрелых» построек, данные А. И. Равикович, едва ли можно согласиться с тем, что «классическими районами незрелых построек небольшой мощности и на обширных территориях следует рассматривать платформы, особенно докембрийские» (стр. 62). Можно думать, что такие постройки могли (и могут в современную эпоху) возникать в любых геотектонических областях и зонах при условии, что эти постройки не достигали больших размеров как по площади, так и в вертикальном направлении и обладали незначительной морфолого-экологической дифференцировкой. Такие образования могли возникнуть и при геосинклинальном режиме в областях вулканической деятельности, причем физико-географические условия были таковы, что не обеспечили значительного развития каждого в отдельности рифового тела. Такие небольшие биогермы рифового облика довольно широко распространены среди мелководных карбонатных отложений самого разного возраста и в разных геотектонических условиях ряда районов Советского Союза. Примером могут служить девонские рифовые тела на Кавказе, в Кузнецком бассейне и др., но вообще возможности их выявления в платформенных условиях более благоприятны, и поэтому они лучше известны именно среди платформенных отложений. Классическими примерами являются биогермы среди каменноугольных отложений на Русской платформе.

Если рифовое тело имеет более крупные размеры и сложено более разнообразным комплексом фаций, среди которых можно различить и биогермные постройки, и продукты их механического разрушения, и переотложения, то такие рифовые тела можно рассматривать в качестве самостоятельных генетических типов. Крупные биогенные рифовые массивы представляли во время их формирования определенные ландшафтно-климатические зоны. В них, как правило, выделяется два основных генетических типа — остов рифа, сложенный как биоценозами рифостроящих организмов, так и включенными в него продуктами их разрушения, и внешний склон рифа, состоящий главным образом из разнообразных фаций обломочного происхождения: от скоплений крупных глыб остова рифа до мелкообломочных продуктов его разрушения; последние могут приобретать и отчетливую слоистую текстуру. Кроме того, в более редких, по-видимому, случаях может присутствовать и третий генетический тип отложений, представленный комплексом фаций внутренней лагуны. Такие крупные и сложные рифовые тела представляют характерные и типичные формации. Они могут, как это наблюдается в Предуральской Стерлитамакско-Ишимбайской рифовой полосе, разделять области существенно разного фациального развития. Их расположение всегда отчетливо контролируется тектоническими условиями соответствующего региона. Формационная сущность таких тел подтверждается всем комплексом присущих им черт: они представляют комплексы генетических типов отложений, парагенетически тесно связанных друг с другом; сформированы в единой климатической зоне и при вполне определенной совокупности необходимых физико-географических условий, таких как соленость, глубина и т. п.; приурочены к вполне определенной и единой тектонической обстановке. Именно

такие рифогенные формации представляют один из наиболее благоприятных объектов как для тектонического анализа соответствующих регионов, так и для выявления особенностей состава, залегания и строения слагающих такие формации отдельных членов. Рифогенные формации — это типичные историко-геологические тела.

\* \* \*

Между биогенными рифовыми массивами и тектоническими структурами существуют определенные генетические связи. Характер этих связей очень разнообразен и требует тщательного изучения в каждом конкретном случае. В частности, нужно прежде всего доказать рифогенную природу данного комплекса биогенных карбонатных пород. Вместе с тем, требует установления и характер генетической (а не только территориальной!) связи этого рифового комплекса с конкретными тектоническими структурами. Только после этого можно подходить к обоснованным выводам о тектоническом контроле расположения и развития рифовых массивов соответствующего региона. Биогенные рифы — очень сложный комплекс фаций и генетических типов, и выяснение соотношений различных их частей с тектоническими движениями — весьма актуальная задача, далеко еще не решенная. Для успешной ее разработки нужна особенно тесная кооперация геологов-съемщиков с литологами и палеонтологами. Необходимо также детальное фациальное картирование рифовых тел.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов. Избр. тр., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Безруков П. Л. и др. Карта донных осадков мирового океана. — Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 8.
- Королук И. К. Подольские толтры и условия их образования. — Тр. ИГН АН СССР, 1952, вып. 110.
- Львова Т. Н., Деметьев П. К., Иванов Д. Н., Кисляков Я. М. Строение рифогенных отложений в нижнем палеозое Северного Казахстана. — Материалы по региональной тектонике СССР. М., изд-во «Недра», 1964.
- Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. — Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 118.
- Равикович А. И. Рифы и роль тектонических движений в их образовании. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, № 1.
- Тектоническая карта мира. Физико-географический атлас мира. М., 1964 (АН СССР, Гл. упр. геодезии и картографии).
- Успенская Н. Ю. О связи артинских рифовых массивов башкирского Приуралья с тектоникой этих областей. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Хаин В. Е. Рифы и тектоника. — Значение биосферы в геологических процессах. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Шамов Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений ишимбаевского Приуралья. — Вопросы разработки нефтяных месторождений. Тр. УФНИИ, 1957, вып. 11.

Г. А. СМИРНОВ  
Институт геологии и геохимии УФАИ СССР

## О ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ БИОГЕРМОВ

При изучении известняковых толщ исследователю нередко приходится решать вопрос о том, к какому генетическому ряду принадлежит данное конкретное тело, является ли оно частью слоистой карбонатной осадочной толщи или образовалось в специфических условиях рифогенной постройки. Решение этого вопроса часто затрудняется недостаточной обнаженностью, сложными геологическими и тектоническими условиями залегания толщ. В зависимости от того, как мы на него ответим, будет построен стратиграфический разрез изучаемых толщ, могут представляться нам и тектонические взаимоотношения между наблюдаемыми комплексами пород, наконец, будут оценены и перспективы района в отношении некоторых полезных ископаемых. Мне кажется, нет необходимости приводить примеры, иллюстрирующие высказанные соображения, тем более, что недавно Г. И. Водорезов в специальной статье (1960) подробно рассмотрел их на конкретном материале Южного Урала и Мугоджар.

Поскольку биогермная природа известняков устанавливается по ряду характерных литологических признаков, мы остановимся на кратком их рассмотрении.

Основная особенность биогермных образований, определяющая многие характерные черты этих тел, заключается в том, что ископаемые биогермы и рифы в основе своей — образования изначально каменные, имеющие жесткий каркас. Материал, слагающий этот каркас, не проходил в своем развитии стадию рыхлого осадка. При этом скорость роста биогермных тел превышала скорость накопления одновозрастных с ними окружающих осадков, вследствие чего биогермы возвышались над общим уровнем слоистых илов и имели большую по сравнению с ними мощность.

Многие признаки биогермных тел уже неоднократно были отмечены в литературе (Наливкин, 1955; Теодорович, 1941, 1942, 1950; Маслов, 1950; Королюк, 1952; Сермягин, 1939; Шамов, 1957, и др.). Поэтому мы попытаемся только суммировать известные уже признаки, дать краткую их оценку и диагностическое значение, используя свой опыт в проведении наблюдений над рифогенными телами Урала. Перейдем к рассмотрению наиболее характерных особенностей, свойственных известнякам рифогенной природы.

1. Биогермные известняки, как правило, неслоисты. Впрочем, иногда они обладают биоморфной слоистостью (Ботвинкина, 1962), воз-

никающей в результате жизнедеятельности некоторых организмов (таких как строматопоры, строматолиты и некоторые водоросли), обладающих специфической формой своих тел и участвующих в формировании биогермов. Иногда рифовые массивы обнаруживают слоистость в краевых частях, т. е. в зонах перехода в слоистые разности, иногда обладают слоистостью линзовидные пакеты мергелей, встречающиеся в теле биогерма. По поводу данного признака Д. В. Наливкин (1955, стр. 421) пишет: «...массивность, неслоистость известняков не обязательное свойство рифовых массивов». Если это свойство и не обязательное, то во всяком случае весьма характерное. Не случайно, говоря о рифовых известняках, обычно противопоставляют их слоистым, желая подчеркнуть существенное, наиболее характерное, к тому же бросающееся в глаза различие в этом важнейшем текстурном признаке, по которому рифовые образования отличаются от остальных.

2. Текстурно и структурно эти известняки неоднородны, потому что рифы слагаются, в силу своей природы, биоморфными, кластогенными и частично хомогенными продуктами.

Структурно неоднородные известняки, по Г. И. Теодоровичу (1941, стр. 60), «...состоят из разных очертаний участков различной структуры, более или менее постепенно или резко переходящих друг в друга». В биогермах участки известняков различной структуры имеют неправильную форму, иногда весьма причудливых очертаний. Участки с различными структурами биогермных известняков иногда бывает видно непосредственно на поверхностях изучаемого обнажения. Однако такие благоприятные для наблюдения пункты попадаются нечасто. Замшелые поверхности естественных выходов не позволяют провести необходимые наблюдения. В таких случаях необходимы полировки штуффов. На полированной поверхности образца обычно можно с поразительной четкостью видеть соотношения различных структурных разностей между собой. После внимательного просмотра полировки мы получаем возможность с большей целенаправленностью отобрать из этого же штуфа встречающиеся в биогерме разновидности известняков для микроскопического и другого литологического изучения.

Текстуру рифовых известняков Г. И. Теодорович предложил называть беспорядочной, что обусловлено тем, что органические остатки в биогермах распределены неравномерно, или, как часто говорят, пятнисто. Причина неравномерного распределения органических остатков в теле рифового массива обусловлена особенностями условий жизни в период его формирования.

В связи с этим я хочу рассказать, как данное явление мы документируем при изучении его в натуре, разумеется, при наличии подходящих условий для наблюдений. Изучая обнажение, прямо на стенке естественного выхода проводим мелком или углем границы распространения наблюдаемых биоморфных разностей, затем делаем зарисовку данного участка с указанием размеров оконтуренных тел и фотографируем. Задokumentированный в таком виде материал позволяет сделать обоснованное заключение о том, какие из биоморфных разностей известняков преобладают в данном массиве, а какие имеют подчиненное значение. При этом выяснится, какую форму и размеры имеют тела, сложенные той или иной разновидностью биоморфных известняков.

3. Среди рифогенных образований присутствуют и обломочные породы. Обыкновенно это известняковые брекчии и известняковые песчаники, на что в литературе как по современным, а так и по ископаемым рифам указывалось неоднократно. Обломочные известняки в

комплексе рифовых отложений порой составляют их значительную часть. Занимаясь изучением Урала, автору не приходилось видеть ни одного рифового массива, в котором не были бы отмечены обломочные известняки. Таким образом, мы вправе заключить, что обломочные известняки являются одной из характерных литологических разновидностей, входящих в состав рифового комплекса. При исследовании обломочных образований следует различать обломочные известняки, встречающиеся в самом теле биогерма, от составляющих шлейф рифа. Первые слагают малые тела неправильной формы, в основном массивные, в то время как вторые — чаще слоистые и, конечно, более мощные. Значительно реже среди биогермных известняков иногда встречаются участки с небольшой примесью терригенного материала.

4. Рифовые известняки первично кавернозны и пористы. Эта первичная особенность их сохраняется также в древних, ископаемых телах, хотя и претерпевает довольно значительные изменения, обусловленная появлением некоторых других характерных признаков.

5. В биогермных известняках широко развиты инкрустационные образования. Поскольку инкрустации появляются в результате заполнения пустот, то, естественно, они вторичны по отношению ко времени возникновения тела рифа. Хотя это и так, тем не менее инкрустации — широко распространенный и характерный признак рифовых известняков. Особенно часто они встречаются в промежутках между органическими остатками.

6. Небольшие пустоты, возникшие во время формирования рифового каркаса, в дальнейшем иногда заполняются мелкозернистым глинисто-карбонатным веществом. Такие участки имеют неправильную форму и характеризуются очень тонкой слоистостью, которую при достаточном числе наблюдений можно использовать в качестве геологических ватерпасов.

7. Как правило, известняки биогермной природы почти не содержат в себе кремней, зато нередко переходят по простирацию в кремнистые породы. Исключение составляют органические остатки с кремневым скелетом, например, губки, встречающиеся в палеозойских рифах Урала сравнительно редко. Если не ошибаюсь, впервые указал на то, что кремни отсутствуют в рифовых известняках, Г. И. Теодорович (1950). Правильность такого утверждения мы имели возможность проверить на разных по возрасту рифах Урала. Так, нижнедевонские рифы западного склона Южного Урала кремней в себе не содержат, но в восточном направлении, по данным С. Н. Краузе и В. А. Маслова (см. ст. в наст. сборнике), переходят в бетринскую свиту, в составе которой кремнистые породы занимают существенное место. Не отмечались кремни и в каменноугольных биогермах Урала. Нет их и в нижнепермских рифах Приуралья, хотя по простирацию некоторые из них переходят в камайские кремнистые известняки.

О фациальном переходе рифовых известняков верхнего лудлова — нижнего девона — эйфеля, развитых в восточной части Алайского хребта в яшмы с прослоями известняков, недавно сообщил Г. А. Калада (1966).

Отсутствие кремней в рифовых известняках связано, в частности, с тем, что кремнистые осадки не образуются в динамически активной водной среде. Кстати вспомним о том, что кремни обычно также не встречаются в мелководных обломочных и оолитовых известняках.

8. Биогермным известнякам обычно свойственна чистота химического состава. Они содержат малое количество нерастворимого остатка. Например, нижнедевонские рифогенные известняки петропавлов-

ской свиты (см. «Стратиграфический словарь СССР», 1956) характеризуются незначительным содержанием нерастворимого остатка. Содержание его в указанных породах, по данным Е. С. Гуткина (1964), обычно 0,04—0,8 и лишь в отдельных образцах 2,5%. Биогермные колтубанские известняки верхнего девона Урала также отличаются чистотой химического состава и незначительным содержанием нерастворимого остатка 0,02—0,26% (Маслов, 1965). Количество остатка в рифовых известняках верхнего палеозоя Предуралья чаще всего 0,06—4%. В частности, в саргинских рифах, по данным В. Д. Наливкина (1949), содержание нерастворимого остатка 1—2, в периферийных слоистых известняках 4—6, а в облекающих мергелях 18; в сылвинских рифах в среднем около 0,5%.

Для дальнейшего изучения химического состава представляется очень интересным набирать материал по элементам-примесям в рифовых известняках и межрифовых породах. Особенно интересно было бы сравнить такие данные по рифам, залегающим в различном геологическом окружении. К сожалению, таких материалов пока нет, поэтому высказанное может рассматриваться как пожелание на будущее.

9. Рифовые известняки нередко бывают частично доломитизированы. Доломитизированные участки биогермного тела часто являются коллекторами нефти, вследствие чего представляют особый интерес для геологов-нефтяников. Доломитизированные известняки биогермного тела даже в кернах довольно хорошо распознаются по внешним признакам. В них, как правило, меньше органических остатков, и они плохой сохранности. В результате перекристаллизации в доломитизированных известняках исчезает инкрустационная структура и возрастает вторичная пористость породы.

10. По цвету эти известняки обычно светлые, исключая те участки, которые могут быть пропитаны нефтью.

11. Изучение биогерма или рифа не будет полным, если не понять их контакты с вмещающими породами и не выяснить форму их тел. Переходы рифовых известняков в разновозрастные отложения бывают различные. Боковые контакты с вмещающими породами иногда имеют характерные клиновидные очертания в вертикальном разрезе, а характер контакта нередко бывает четким и резким, особенно при залегании биогермов среди совсем иных по литологическому составу толщ.

Все перечисленные особенности рифогенных тел являются весьма общими. Диагностическая роль того или иного признака в отдельных конкретных случаях варьирует. Значение некоторых признаков может несколько изменяться в зависимости, например, от размеров биогермного тела, а также и от того, залегают ли биогермы в окружении карбонатных же пород или они находятся среди иных образований.

Иногда приходится слышать вопрос: какие же из признаков следует считать обязательными, а какие необязательными? Разделение признаков на обязательные и необязательные, быть может, в дальнейшем и будет сделано, а пока, думается, сделать это довольно трудно. Установление биогермной природы известняков требует серьезного обоснования, которое складывается, как уже указывалось, из ряда фактов. Пожалуй, нельзя назвать ни одного литологического признака, по которому без учета других можно было бы уверенно заключить о рифогенной природе изучаемого объекта. Только комплекс данных позволяет это сделать.

В заключение представляется целесообразным остановиться на некоторых новых методиках исследования, применение которых желательно при изучении биогермных образований. Так, в частности, из работы Т. С. Берлин, А. В. Хабакова (1962) известно, что биогермные известняки ха-

характеризуются отрицательным электрокинетическим потенциалом. Суть этого дела, как показали упомянутые авторы, заключается в том, что чистые, т. е. лишенные посторонних примесей (глины, кремня и других веществ), карбонаты неорганического генезиса характеризуются положительным знаком электрокинетического потенциала, а карбонаты органического происхождения — отрицательным. Карбонаты из ростров белемнитов и белемнителл составляют исключение.

Известняки биогермной природы — благоприятный объект для изучения электрокинетических потенциалов, поскольку они, как правило, чистые и содержат богатый комплекс скелетных карбонатных остатков разнообразных организмов. Получение и дальнейшее пополнение данных об их электрокинетических потенциалах весьма желательно. При изучении биогермов иногда встречается такая образования, принадлежность которых к органическим остаткам вызывает сомнения. Хотя установление знака электрокинетического потенциала и не решит окончательно этого вопроса, но все же поможет накоплению фактических данных для его выяснения.

При изучении мезозойских и кайнозойских биогермных образований следует всемерно стараться накапливать материал по палеотемпературам бассейнов геологического прошлого. Работу по данной теме надлежит вести в соответствии с рекомендациями Т. С. Берлин и А. В. Хабакова (1962), разрабатывающих методику этих исследований, основанную на определении отношения Са к Mg в веществе карбонатных (немагнетизальных) органических остатков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т. С., Хабаков А. В. Методика и результаты определения электрокинетических потенциалов карбонатов в осадочных породах. — Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 59.
- Водорезов Г. И. О некоторых ископаемых рифогенных образований и возрасте окружающих их отложений. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Гуткин Е. С. Карбонатные вмещающие толщи Петропавловского бассейна и их связь с бокситами. — Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. III. Бокситы. Тр. Ин-та геологии УФАН СССР, 1964, вып. 64.
- Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. — Геохимия кремнезема. М., изд-во «Наука», 1966.
- Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. — Тр. ИГН АН СССР, геол. сер., 1952, вып. 110.
- Маслов В. П. Геолого-литологические исследования рифовых фаций Уфимского плато. — Тр. ИГН АН СССР, геол. сер., 1950, вып. 118, № 42.
- Маслов В. А. Литологические особенности и возраст известняков окрестностей оз. Колтубан на Южном Урале. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 4. М., изд-во «Недра», 1965.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. — Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1949, вып. 46.
- Сермягин В. А. Литология рифовых известняков верхнего палеозоя западного склона Урала. — Материалы по стратиграфии и нефтеносности Южного Урала. Тр. ВНИГРИ, серия А, вып. 115, 1939.
- Теодорович Г. И. К систематике карбонатных образований по структурным признакам. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, вып. 1.
- Теодорович Г. И. Доломитизация рифовых образований Ишимбаевского нефтеносного района. — Докл. АН СССР, 1942, 34, № 6.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Стратиграфический словарь СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шамов Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбаевского Приуралья. — Вопросы разработки нефтяных месторождений. Тр. УФНИИ, 1957, вып. 2.

Б. Қ. КУШЛИН

*Памирская геологоразведочная экспедиция Таджикской ССР*

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНЫХ СКЛОНОВ ИСКОПАЕМЫХ РИФОВ

Метод палеоструктурного анализа с помощью геологических ватерпасов не получил у нас распространения. В отечественной литературе отсутствуют данные об использовании геологических уровней в качестве индикаторов элементов ископаемого рельефа.

Дно океанов прошлых геологических эпох, как и современных океанов, — далеко не гладкая поверхность с незначительными неровностями на окраинах. Сложный рельеф современного океанического дна с его гигантскими подводными хребтами, глубокими вытянутыми желобами и океаническими впадинами известен во многих пунктах земного шара. Вместе с тем установлено, что осадки, отлагающиеся на наклонном дне бассейна, не ложатся горизонтально, а в известной мере повторяют конфигурацию склона субстрата. Изученное экспериментально и на геологических объектах явление облекания слоев рассмотрено в работе Д. В. Наливкина (Наливкин, 1955). Он пишет, что «...даже самые тонкозернистые илистые осадки удерживаются на склонах до  $40^\circ$ , сползая только при сотрясениях. Для тонкозернистого известкового ила нередко наблюдаются углы склонов  $30-35^\circ$ ». Примеры вскрытых эрозией структур облекания известны в районе развития пермских рифовых массивов Уфимского плато и в других местах.

Исследователи современных рифов приводят многочисленные данные о крутизне их склонов. В сводке Вальтера (Walther, 1893—1894) имеются весьма показательные данные. В интервале глубин 0—300 м крутизна склонов коралловых островов в среднем  $17^\circ$ , на глубине 2,5—3 км  $11,5^\circ$ , а на глубине 4—4,5 км выполаживается до  $7^\circ$ . В отдельных случаях наблюдались углы и до  $60^\circ$ . Кюнен (Kuonen, 1938), изучавший рифы Индонезийского архипелага, указывает, что практически до глубины 200 м все атоллы частично или полностью окружены склонами более крутыми, чем  $45^\circ$ , иногда продолжающимися до глубин 500—600 м. Местами до глубины 200 м склоны почти вертикальны, причем крутизна начинается у края рифа. Острова и морские берега, как правило, имеют естественные уклоны, хотя и менее крутые, чем рифовые. Широко распространенное в современных и ископаемых бассейнах явление естественного наклона пластов обычно не учитывают в геологической практике и объясняют последующими тектоническими движениями.

При значительной крутизне периферического склона рифа нужны особые условия для удержания частиц осадка от оползания. Такие усло-

вия создают прикрепленные организмы — рифостроители и рифолюбы (водоросли, кораллы и др.). Как растительность закрепляет движущиеся барханные пески пустыни, так прикрепленные к субстрату организмы способствуют удержанию мелких механических частиц осадка и скелетов мелких организмов, особенно фораминифер, также являвшихся рифостроителями. Как только карбонатные рифовые осадки сменяются та-



Рис. 1. Известняк с геологическими ватерпасами (белое — кальцит).  
 а — раковина с плотно сомкнутыми створками; б — с открытыми створками;  
 в — с неплотно прикрытыми створками.

жими, в которых органические остатки перестают быть породообразующими, склон обычно выволаживается. Следовательно, первичный крутой склон карбонатных массивов является одним из критериев их принадлежности к рифам.

Остатки окаменелостей могут быть эффективно использованы не только для определения возраста слагающих толщ, корреляции, выяснения условий осадконакопления, но иногда также и для определения первичного положения ископаемого пласта. Для восстановления первичной ориентировки склонов могут быть использованы моллюски, плеченогие и другие животные, у которых мягкое тело при жизни было защищено сплошным наружным скелетом. При захоронении такого животного раковина может остаться пустой или же заполнится осадком. На рис. 1 известняк изобилует остатками поздне триасовых пеллеципод. Раковина с плотно сомкнутыми створками не содержит внутри себя осадка. Раковина с открытыми створками заполнена осадком целиком. Если же осадок прони-

кает через неплотно прикрытые створки, внутренняя полость заполняется лишь частично. Газ, находившийся внутри полости, препятствовал заполнению всей раковины водой, а следовательно, и осадком. Так возник естественный ватерпас, или геологический уровень, в котором плоскость, отделяющая осадок от газового пузыря, фиксирует положение горизонта в момент осадконакопления, а свободная от осадка часть указывает направление верха пласта. Литификация закрепляет эту плоскость, а незаполненная часть либо остается пустой, либо заполняется вторичными образованиями.

Еще в 20-е годы 20 в. Бридж и Дейк (Bridge and Dake, 1927—1928) использовали частично заполненные осадками раковины для определения первичных углов падения. Хадинг (Hadding, 1929) для подобных окаменелостей ввел понятие «геологический уровень» или «ватерпас». Позднее Калисон (Cullison, 1938) предложил термины «неполный внутренний слепок» для части полости, заполненной осадком, и «сложный внутренний слепок», если и верхняя часть заполнена вторичным образованием. Плоскую поверхность между ними Калисон называет «плоскостью сочленения» или «плоскостью раздела». Заполнение, при котором в раковине или другой полости располагается первичная вмещающая порода, а сверху вторичная, Калисон называет сложным внутренним слепком. Если осадок откладывался на горизонтальную поверхность и слои не были сдвинуты в период их формирования, плоскость раздела ватерпаса и плоскости напластования пород окажутся параллельными. Если же между плоскостью раздела и напластованием фиксируется угол, то он соответствует первоначальному наклону пласта в момент осадконакопления.

Естественные ватерпасы на Памире были обнаружены автором еще в 1959 г. при посещении триасовых рифов совместно с Р. Ф. Геккером<sup>1</sup>. Стратиграфические работы последних лет на территории Юго-Восточного Памира выявили широкое развитие рифов, представленных известняками и доломитами. Полоса распространения триасовых рифов до 15 км шириной простирается в северо-западном — юго-восточном направлении, слагая осевую часть юго-восточной зоны Памира на протяжении свыше 130 км (Дронов, Кушлин, 1962). Мощность собственно рифовых отложений, включающих осадки ладинского, карнийского и норийского ярусов триаса, достигает 600 м. В этой же полосе выявлены участки развития карбонатно-терригенных отложений (бассейны рек Кара-Куль, Кастанат-Джилга, Кунтай-Сай и др.), где широко представлены существенно кораллово-гидроидные биогермы.

Верхняя треть карбонатного разреза содержит значительное количество остатков фораминифер, пелеципод, гастропод, брахиопод, кораллов, гидроидных, в различной степени участвовавших в возведении рифа, а также известьевыделяющих водорослей. Среди остатков последних К. Б. Кордэ определила представителей родов *Solenopora*, *Acicularia*, *Diplopora* и *Gyroporella*, имевших первостепенное значение в возведении мощных триасовых рифов Альпийской области. Для многих участков рифа породообразующими были крупные толстостенные пелециподы, из которых автором определены норийские *Megalogon damesi* Hoern., *M. tafanae* Hoern. и *Dicerocardium* sp. В северо-западной части полосы рифовых отложений граница распространения рифа совпадает с левым бортом долины р. Караулдын-Дала. Севернее и восточнее этой линии триас представлен иными фациями. Геологиче-

<sup>1</sup> Автор весьма признателен Р. Ф. Геккеру, который привлек внимание к этим интересным образованиям.

ская позиция рифовой полосы, таким образом, указывает на фронтальную часть рифа, омывавшуюся открытым морем. Об этом же свидетельствуют найденные здесь осадочные брекчии, состоящие из неокатанных и слабо окатанных обломков рифовых известняков, сцементированных карбонатным цементом. Обломки, отбитые волнами от фронтальной части рифа, скатывались вниз по склону. Здесь вместе с остатками кораллов, известковых водорослей и других организмов, населявших склон ниже главной зоны роста и волновой деятельности, образовывалась подводная осыпь, так называемый рифовый шлейф. Последний в ископаемом состоянии и представляет собой специфическую брекчию.

По правому борту Шахтесая склон рифа, обращенный на северо-восток, сложен неяснослоистыми, реже грубослоистыми, серыми известняками, содержащими значительное количество остатков водорослей, кораллов, гидроидных, брюхоногих и пластинчатожаберных моллюсков. Остатки брахиопод и пелеципод, как правило, захоронены с сомкнутыми створками. Это свидетельствует о том, что организмы большей

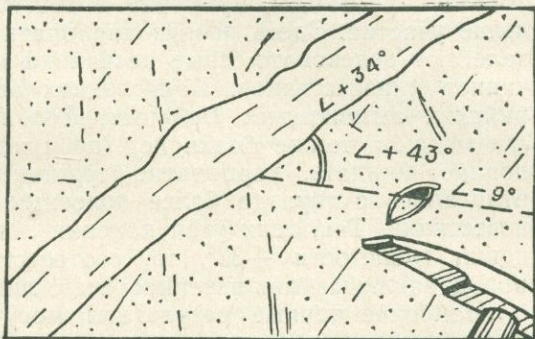


Рис. 2. Измерение первичного угла склона (черное — вторичное заполнение раковины).

частью были погребены до разложения мягкого тела. Следовательно, осадконакопление происходило здесь очень интенсивно, что благоприятствовало созданию естественных ватерпасов. Порода, вмещающая окаменелости, интенсивно разбита разломами на отдельные блоки с различной ориентировкой.

Визуальный осмотр ватерпасов позволяет установить, что проявившиеся тектонические движения, нарушив целостность пластов, не изменили ориентировки кровли и подошвы, так как полости первичного заполнения (известняк) ватерпасов обращены книзу, а вторичного заполнения (кальцит) кверху. Для определения первичных элементов залегания необходимо, чтобы в одном обнажении были замерены и слоистость породы и ориентировка ватерпасов. На полевой зарисовке (рис. 2) в известняке массивного сложения отмечен выдержанный светлый прослой, близкий по составу вмещающей породе. Естественные ватерпасы располагаются в 25—30 см от этого слоя и представлены раковинами гастроподы и пелециподы. Современный угол наклона плоскости раздела равен  $-9^\circ$ , а наклон пласта  $+34^\circ$ . Разница в отсчетах составляет  $43^\circ$ . Так как линия ватерпаса лежит на плоскости горизонта времени осадконакопления, угол  $43^\circ$  характеризует склон рифа для замеренного участка в норийское время<sup>2</sup>. В 180 м ниже по склону и в 40 м западнее в сходных отложениях, но в другом блоке углы, соответственно, равны: линии ватерпаса  $-8$ , слоистости  $-50^\circ$ . Разница в отсчетах, а следовательно, крутизна рифового склона, равна  $42^\circ$ . Показательно, что сама величина отсчетов не влияет сколько-нибудь существенно на конечный результат ( $43$  и  $42^\circ$ ), а лишь харак-

<sup>2</sup> Отсчет углов производился горным компасом и, следовательно, положительный угол или отрицательный обозначает положение измеряемой плоскости относительно горизонта.

теризует современную ориентировку различных блоков рифа, зависящую от постседиментационных движений. В 300 м юго-западнее и в 100 м гипсометрически ниже обнажаются слои, залегающие в разрезе примерно на 70 м стратиграфически ниже, чем в первых двух случаях. Угол падения линии ватерпаса  $-2^\circ$ , угол падения слоистости  $-28^\circ$ . Следовательно, угол склона рифа равен здесь  $26^\circ$ . Видимо, разные участки рифа (и в разное время) отличались различной крутизной склона.

Существенно иная величина угла склона была замерена в верховьях сая Шинды, примерно в 100 км к юго-востоку от описанного выше участка. Здесь поверх карбонатных отложений, венчающих риф, залегают зеленовато-серые песчаники и алевролиты с прослоями песчанистых известняков. В последних автором определены остатки норрийских аммоноидей: *Halorites*, *Rhabdoceras*, *Choristoceras*, *Pinacoceras* и др., а также брахиопод, послуживших ватерпасами. Как и следовало ожидать, карбонатно-терригенные осадки, облекавшие риф, отлагались с гораздо более пологими углами наклона, чем рифовые известняки. Так, если угол падения линии ватерпаса  $+21^\circ$ , а угол падения слоистости  $+33^\circ$ , то, соответственно, первичный угол склона пород, заключающих ватерпас, всего лишь  $12^\circ$ .

Наиболее точные результаты могут быть получены, когда измеряется не линия древнего горизонта, а его плоскость. Для таких замеров необходим неполный внутренний слепок с открытой для измерения плоскостью раздела. При наличии только сложных внутренних слепков нужно брать ориентированные образцы. Срез вкрест наблюдаемой линии раздела даст третью точку для измерения плоскости раздела.

Из-за сравнительно малых размеров ватерпасов не всегда можно провести замеры элементов плоскости древнего горизонта. Нередко приходится довольствоваться линией древнего горизонта, проектирующейся на плоскости естественного обнажения. В этом случае, при наличии одновременно нескольких ватерпасов, предпочтение должно отдаваться наибольшему значению угла между плоскостью слоистости и линией ватерпаса, так как истинная величина угла получается лишь при проектировании на перпендикулярную плоскость, а поверхность обнажения случайна.

Наиболее удобными для замеров в качестве геологических уровней оказались выпуклые раковины пелеципод и брахиопод. Гастроподы, особенно мелкие, чаще менее пригодны, так как в них линия раздела может быть искажена деталями внутренней части раковины. Менее удобны также толстостенные пелециподы, в частности мегалодонтиды. Сложная конфигурация внутренней стороны створки в призмковой части этих организмов иногда создает иллюзию вторичного заполнения кальцитом.

В памирских триасовых рифах слои с многочисленными органическими остатками нередко содержат окаменелости-ватерпасы. Труднее иногда в тех же обнажениях найти достоверную слоистость или первичную полосчатость. В приведенных выше случаях контроль за истинной слоистостью осуществляли наблюдением за пропластками иного облика, тонкой полосчатостью, сменой цвета, послойной выдержанностью органических остатков и пр.

Прогресс геофизических исследований, в частности магнитных методов, дает возможность постановки следующего этапа использования палеоэкологических наблюдений в структурных целях. Не ограничиваясь установлением угла крутизны склона ископаемого рифа, мы

предлагаем определять и палеоазимут его падения с помощью замеров плоскостей раздела окаменелостей-ватерпасов. При решении этой задачи необходимо учитывать разницу в положении современного магнитного полюса и палеомагнитного полюса времени осадконакопления. Получение полных элементов залегания в нескольких точках делает возможным оконтуривание на площади конседиментационных структур и восстановление их палеорельефа. Если отсутствуют палеомагнитные данные для конкретного участка и определения точного геологического времени осадконакопления, можно выбрать приближенное направление палеосевера для построения древних структур. В дальнейшем при уточнении значения палеомагнитного меридиана останется лишь внести соответствующую поправку.

Использование окаменелостей-ватерпасов не ограничивается рамками одного периода или эры. В сводке Шрока (Шрок, 1950) упоминаются находки геологических уровней в ордовике, силуре, девоне, миссисипи, мелу и эоцене Северной Америки. По сообщению Р. Ф. Геккера, ватерпасы наблюдались в перми Ишимбайского Приуралья. На Памире, кроме триаса, ватерпасы встречены нами и в юрских отложениях.

Применение метода естественных ватерпасов для выявления первичной ориентировки пластов отнюдь не следует ограничивать областями распространения рифовых фаций. Большой или меньший уклоны морского дна так же естественны в ископаемых бассейнах, как и в современных морях и океанах. Объектом исследования может явиться любой осадочный пласт, содержащий органические остатки.

Кроме установления верха и низа пласта, крутизны и ориентировки первичных склонов палеорельефа времени осадконакопления, в конкретных случаях возможны и некоторые другие аспекты использования геологических ватерпасов. Так, например, имеется возможность выяснить, первично ли залегание исследуемого пласта или же изменено позднейшими дислокациями и насколько; определить принадлежность изучаемого участка к дислокационной или же конседиментационной структуре; обнаружить наличие или отсутствие дислокаций в случаях притыкания к рифу инофациальных пород и др. Первичный наклон пласта должен учитываться при определении истинной мощности рифа, в частности, при заложении скважин и иных горных выработок.

Установление первичной ориентировки пластов и конседиментационных структур может быть с пользой употреблено для структурных, тектонических, фациальных, палеогеографических построений и иметь серьезное практическое значение для рудной и нефтяной геологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дронов В. И., Кушлин Б. К. К стратиграфии триасовых отложений Центральной подзоны Юго-Восточного Памира.— Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, 1962, вып. 1 (7).
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шрок Р. Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Bridge J., Dake C. Initial dips peripheral to resurrected hills, Missouri Bur. Geology and Mines Bienn.— Rept. State Geol., 1927—1928.
- Cullison J. S. Origin of composite and incomplete internal moulds and their possible use as criteria of structure.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1938, 49, № 6.
- Hadding A. The Pre—Quaternary Sedimentary Rocks of Sweden. III. The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden.— Medd. Zunds Geol. Mineral. Inst., 1929, № 41.
- Kuenen Ph. H. Submarine slopes of volcanoes and coral reefs in the East Indian Archipelago.— C. R. Congr. Int. Geogr. Amst., 1938, 2.
- Walther I. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Ient, 1893—1894.

П. А. СОФРОНИЦКИЙ, В. З. ХУРСИК  
Пермский государственный университет  
им. А. М. Горького

### ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ АРТИНСКИХ РИФОВЫХ МАССИВОВ ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ ДЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

В 1930 г. впервые в Пермском Приуралье замечательный геолог Г. А. Дуткевич (1932) выделил среди артинских отложений ископаемые рифы. К последним он отнес холмообразные выступы («шишки») органогенных массивных известняков, встреченные им на р. Колве, и погребенный «холм» брахиоподово-мшанковых нефтеносных известняков, вскрытый скважинами в Верхне-Чусовских Городках на р. Чусовой, тот самый «холм», в котором была открыта первая промышленная залежь нефти в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

За истекшие 35 лет после обнаружения Г. А. Дуткевичем биогенных артинских рифов, при геологоразведочных работах, связанных с поисками нефти и газа между рр. Колвой и Уфой, их выявлено более 150. Все они располагаются в почти меридиональной полосе, несколько уклоняющейся на северо-запад, прослеживающейся от устья р. Ая до р. Колвы. Ширина полосы между г. Красноуфимском и р. Косьвой 30—35 км, на широте г. Красновишерска и несколько севернее она 70 км (рис. 1).

Выступающие на поверхность рифы детально описаны на участке устья р. Ая и г. Кунгура В. Д. Наливкиным (1949, 1950), по р. Сылве, между г. Кунгуром и с. Усть-Кишертью—М. В. Куликовым (1948), В. П. Масловым (1948), Р. Ф. Геккером (1961) и др. Погребенные биогенные массивы у Верхне-Чусовских Городков рассматривали Г. А. Дуткевич, И. В. Бочков (1941) и др. За последнее время большое количество их обнаружено при бурении в связи с поисками нефти между широтами г. Кунгура и р. Косьвы и западнее г. Соликамска. Экспедицией под руководством Н. Г. Чочиа (1955) были установлены рифы на Ксенофонтовской брахиантиклинали, на р. Вишере у пос. Романихи и дополнительно обследованы рифовые массивы по р. Колве.

Артинские биогенные массивы рассматриваемой территории приурочены к самой восточной части Русской платформы, к западному борту Предуральского прогиба, и только на р. Вишере близ пос. Романихи—к складчатой зоне внутренней части Предуральского прогиба. Мощность рифовых массивов в общем возрастает в восточном направлении. Эту закономерность отметил еще В. Д. Наливкин (1949, 1950). Кроме того, он указал, что вместе с мощными массивами встре-

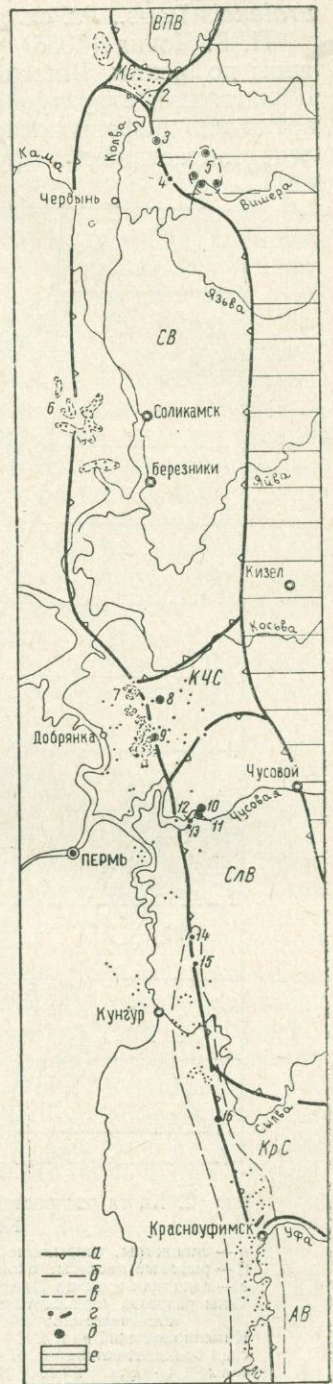
чаются и маломощные. Исключение представляют рифы на р. Вишере, которые значительно меньше по мощности, нежели массивы, расположенные западнее, на р. Колве. На сравнительно хорошо изученном структурном бурением Косьвинско-Чусовском водоразделе на фоне общего увеличения мощности рифовых массивов в восточном направлении имеются участки уменьшения мощности и их полного отсутствия.

В настоящее время выявлено три типа артинских рифовых массивов: 1) актастинско-саргинские, заложившиеся в ранне-артинское время (актастинское) и продолжавшие формироваться в позднеартинское, 2) сергинские биогенные массивы, формировавшиеся в позднеартинское время и 3) сылвинские, формировавшиеся во вторую половину саргинского времени. Первый тип распространен близ восточной границы развития рифов и представлен самыми мощными массивами. Сылвинские массивы — самые западные и наименее мощные. Границы между зонами развития указанных типов постепенные. Так, в средней части рифовой полосы, наряду с саргинскими рифовыми массивами, встречаются и актастинско-саргинские (см. рис. 1).

К моменту составления В. Д. Наливкиным (1949) обстоятельных сводок по артинским рифам не было известно о наличии актастинско-саргинских массивов. Сведения о них появились в 1950—1952 гг. Оказалось, что Ильинский рифовый массив у курорта Ключи, считавшийся типичным саргинским и сложенный брахиоподово-фузулиново-мшанковыми известняками, содержит актастинский комплекс фузулинид<sup>1</sup>. Отсюда Л. П. Гроздило-

Рис. 1. Карта распространения артинских рифовых массивов в Пермском Приуралье.

*a* — границы впадин и седловин Предуральского прогиба по кровле артинского яруса; *b* — границы территории, где артинские рифовые массивы выступают на поверхность; *в* — предполагаемые границы рифовых массивов; *г* — рифовые массивы, вскрытые скважинами и выступающие на поверхность; *д* — актастинско-саргинские рифовые массивы; *e* — внутренняя складчатая зона Предуральского прогиба. Группы рифовых массивов: 1 — Ксенофонтская, 2 — Колвинская, 3 — Талицкая и 4 — Березовская. Отдельные рифовые массивы: 5 — Исаневский, 6 — Ораловский, 7 — Луховский, 8 — скв. 2729, 9 — скв. 2157, 10 — Брагинский, 11 — Верхне-Чусовской, 12 — Комарихинский, 13 — Валежнинский, 14 — Чалпановский, 15 — Дубовогорский и 16 — Ильинский. Впадины: ВПВ — Верхне-Печорская, СВ — Соликамская, СЛВ — Сылвинская, АВ — Айская. Седловины: КС — Колвинская, КЧС — Косьвинско-Чусовская, КРС — Красноуфимская.



<sup>1</sup> Определять стратиграфическое положение рифового массива горы Ильинской только по приведенному комплексу фораминифер нельзя, так как эти формы пользуются довольно широким вертикальным распространением в артинских отложениях западного склона Урала (Прим. ред.).



менноложской брахиантиклинали. В последнем мощность рифогенных известняков равна 259 м. В нижних 100 м встречены *Pseudofusulina concavutas* Viss., *Ps. concavutas* var. *minor* Viss., *Ps. schamovi* var. *salva* Viss., *Parafusulina lutugini* (Schellw.).

В 1948—1950 годах принято было считать Верхне-Чусовской рифовый массив типичным саргинским (Куликов, 1948, Маслов, 1948; Наливкин, 1950), поскольку возраст криноидно-мшанковой толщи, подстилающей и частично замещающей рифогенные брахиоподово-мшанковые известняки, признавался саргинским, хотя еще в 1935 г. Д. М. Раузер-Черноусова (1935) установила, что по фауне фузулинид криноидно-мшанковые известняки близки к лежащим ниже губково-фузулиновым известнякам, возраст которых считался иргинским. В обеих толщах присутствуют *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *P. lutugini* var. *fragilis* Raus., *Triticites minutus* Lee. Последние две формы в брахиоподово-мшанковых известняках не встречены, только в них обнаружена *Parafusulina tschussovensis* Raus. Через 10 лет после исследований Д. М. Раузер-Черноусовой в скважине, расположенной в 6 км северо-западнее Верхне-Чусовского рифового массива, в типичных криноидных слоистых известняках, соответствующих криноидно-мшанковой толще, были встречены *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Pseudofusulina* aff. *concavutas* Viss., *Ps.* cf. *concessa* Viss., *Triticites minutus* Lee, указывающие на актастинский возраст вмещающих пород. Этот факт заставляет пересмотреть возраст Верхне-Чусовского рифового массива как саргинского. Поскольку установлено (Бочков, 1941), что нижние 20—30 м рифовых брахиоподово-мшанковых известняков переходят в криноидно-мшанковые, то, следовательно, начало формирования Верхне-Чусовского массива относится к актастинскому времени.

Рассматривая возраст артинских рифов, В. Д. Наливкин считал, что сылвинские рифы моложе саргинских. Иного взгляда придерживались Н. В. Дорофеев (1950), Е. Н. Ларионова, В. П. Пнев и др., сопоставлявшие сылвинские рифы с верхней частью саргинских.

По исследованиям В. Д. Наливкина и др., верхнесаргинские (сылвинские) массивы между широтами городов Красноуфимск — Кунгур сложены в основном известковыми водорослями, выделенными В. П. Масловым в род *Tubiphytes*. Водорослевые массивы замещаются по простиранию слоистыми известняками. Севернее г. Кунгура в скважинах на продолжении полосы развития сылвинских рифов водоросли из рода *Tubiphytes* обнаружены, но они не являются главными рифообразователями и встречаются вместе с мшанками и брахиоподами. Для верхнесаргинских рифовых массивов района Ксенофонтской брахиантиклинали, по Н. Г. Чочиа, основными рифообразователями являются мшанки. Возможно, что это только кажущееся впечатление из-за сильной перекристаллизации водорослей. До посещения выемки железной дороги западнее г. Красноуфимска, где участникам III литолого-палеоэкологической сессии демонстрировали фациальное замещение массивных рифогенных известняков (саргинский риф) глинами и мергелями дивьинской свиты, считалось, что рифообразователями являются мшанки, но оказалось, что и здесь массивные известняки образованы скоплениями *Tubiphytes*.

Саргинские рифы отличаются от сылвинских наличием фузулинид, комплексом мелких фораминифер с преобладанием тонкостенных форм и в общем более крупными размерами. Для сылвинских рифов характерен комплекс мелких фораминифер, в котором значительная роль принадлежит толстостенным формам со сложной конфигурацией. В 1961—1964 гг. В. З. Хурсик (1965), изучая вскрытые скважинами

рифовые массивы на Косьвинско-Чусовском водоразделе, пришел к выводу, что саргинские и актастинско-саргинские рифы имеют трехчленное строение, аналогичное строению сыльвинских рифов, описанных М. В. Куликовым (1948). Сверху в них выделяется толща, сложенная преимущественно плотными органогенными и органогенно-детритусовыми известняками коричневато-серыми и серыми с фауной пелеципод, гастропод, мшанок и многочисленными мелкими брахиоподами из родов *Stenoscisma*, *Rhynchopora*, *Dielasma*. Мощность верхней толщи сыльвинских рифов составляет 10, саргинских 20, актастинско-саргинских 20 м.

Средняя толща во всех группах рифовых массивов представлена известняками светло-серыми и белыми водорослево-мшанковыми или водорослевыми, пористо-кавернозными, с инкрустационной структурой, с богатой фауной одиночных кораллов, брахиопод, пелеципод, гастропод и редких гониатитов. Из брахиопод для средней толщи особенно характерны представители родов *Avonia*, *Krotovia*, *Martinia*, *Marginitifera*, *Derbyia*, *Meekella*. Мощность средней толщи в сыльвинских, саргинских и актастинско-саргинских массивах равна, соответственно, 35, 80 и 90 м.

Нижняя толща слагается известняками серыми и темно-серыми, плотными, скрытокристаллическими, иногда слабо кавернозными, участками белыми кринидами с фауной брахиопод, пелеципод, одиночных кораллов, мшанок, а в саргинских и актастинско-саргинских рифах — фузулинид. Причем фузулинидами обычно охарактеризованы примерно нижние 2/3 разреза нижней толщи, в верхней ее части фузулиниды отсутствуют. Характерной чертой нижней толщи во всех группах рифовых массивов является широкое распространение в ней крупных форм брахиопод из родов *Dictyoclostus*, *Linoproductus*, *Echinonchus*, *Spiriferella*, *Buxtonia*. Мощность нижней толщи изменяется наиболее резко. Так, в сыльвинских рифовых массивах она достигает 15, в саргинских возрастает до 70, а в актастинско-саргинских — до 185 м.

Приведенный материал показывает, что по литологии, комплексам фауны и особенностям ее распределения в массивах сыльвинские рифы хорошо параллелизуются с верхней частью саргинских и актастинско-саргинских. Поэтому нам представляется наиболее правильным взгляд Н. В. Дорофеева и др. Видимо, возникнув в разное время, артинские рифовые массивы окончили свое развитие приблизительно одновременно. Разновозрастными оказываются лишь низы нижней толщи массивов, а ее верхняя часть, так же как средняя и верхняя толщи, во всех рифовых массивах представляет разновозрастные образования. Это дает возможность количественно оценить темпы опускания восточного края Русской платформы (области развития сыльвинских рифов) и западного борта Предуральского прогиба (области развития саргинских и актастинско-саргинских рифов) и сравнить их друг с другом. Анализ мощностей одноименных толщ показывает, что к концу артинского века скорость погружения западного борта Предуральского прогиба была вдвое больше, чем смежного края платформы.

Наблюдается определенная зависимость между морфологией и размерами рифов, с одной стороны, и тектоническими элементами, с другой. По западному борту Предуральского прогиба развиты одиночные изолированные рифовые массивы, для которых характерны значительная высота и относительно небольшая площадь основания. По восточному краю Русской платформы, осложненному в пределах рассматриваемой территории Уфимским и Каменноложским валами, распространены рифовые массивы, имеющие небольшую высоту, большую площадь основа-

ния, причудливые очертания, часто осложненные несколькими вершинами. Очевидно, не только высота, но и морфология рифового массива указывает на характер тектонических движений во время формирования массива. Зародившись на повышенном участке морского дна, массив лишь в случае достаточно быстрого последующего опускания приобретает характерную конусовидную форму и значительную высоту. При замедленном опускании или относительном покое развитие рифостроителей будет происходить, главным образом, в стороны, а не вверх и конфигурация рифового массива во многом будет зависеть от микрорельефа дна. В плане массивы областей с малой подвижностью должны отличаться более сложным контуром по сравнению с быстро погружающимися массивами. Кроме того, последние отличаются большей величиной отношения высоты массива к площади его основания.

Давно установлено, что биогенные сооружения, каковыми являются рифовые массивы, служат надежными показателями погружения земной коры в момент развития, а мощности сооружений показывают на величину погружения.

Авторы настоящей статьи проанализировали мощности и пространственное распространение артинских рифовых массивов в Пермском Приуралье.

На сравнительно детально разбуренной территории между рр. Косьвой и Чусовой, как видно на рис. 2, в наиболее повышенной части Каменноложского вала, в сводах Яринско-Каменноложской и Ольховской брахиантиклиналей, хорошо выраженных по горизонтам карбона и кровле сакмарского яруса, артинских рифовых массивов не обнаружено, несмотря на большое количество скважин. Эти массивы развиты на переклиналях и крыльях названных брахиантиклиналей. Особенно большой по площади Луховский массив приурочен к западной периклинали Ольховской брахиантиклинали.

На рис. 2 хорошо видна зависимость мощности рифовых массивов от залегания башкирского яруса: в сторону значительного погружения башкирского яруса, особенно в восточном направлении, наблюдается увеличение мощности рифов. Здесь имеется и другая зависимость: с увеличением мощности рифовых массивов увеличивается мощность сакмарского яруса и лежащих ниже отложений. Так, на Яринско-Каменноложской брахиантиклинали массивы появляются там, где мощность от кровли сакмарского яруса до турнейского свыше 1150 м. У Верхне-Чусовского рифового массива эта мощность достигает 1368 м.

Материалы по бурению Пермского Приуралья показывают, что здесь широко развиты положительные структурные формы как локальные, так и валы, которые унаследованно развивались в каменноугольный период и нижнепермскую эпоху. Для них характерно уменьшение мощностей отложений в сводах, особенно значительное в визе-намюрской карбонатной толще.

В качестве примера приведем изменение мощностей на Яринско-Каменноложской брахиантиклинали от кровли сакмарского яруса до кровли, м:

	башкирского яруса	турнейского яруса
Западное крыло . . . . .	780—845	1175—1230
Свод . . . . .	760	1090
Восточное крыло . . . . .	835—885	1150—1205

Аналогичное уменьшение мощности отмечается на Ольховской и на Позлазнинской дугообразной брахиантиклиналях. Ко всем этим положитель-

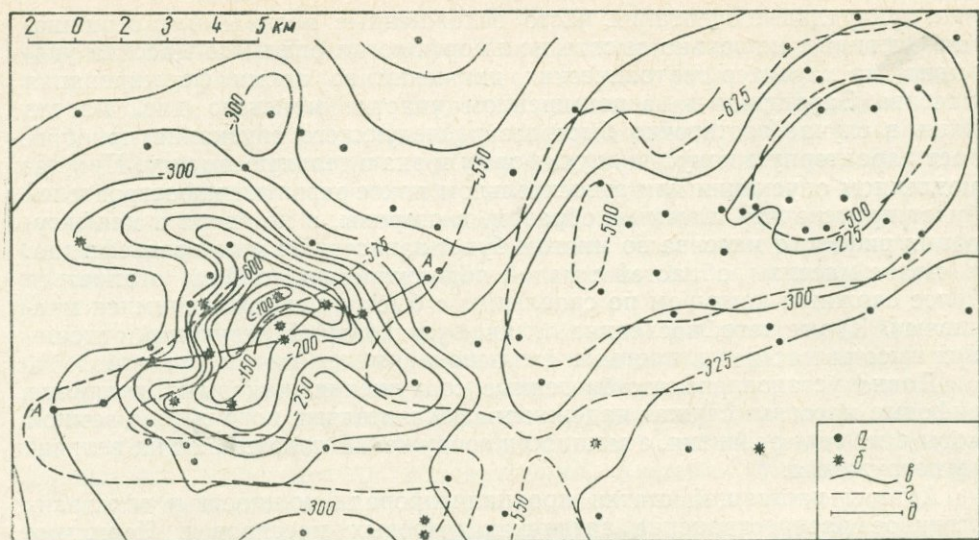


Рис. 3. Структурные карты Ольховской брахиантиклинали по кровле артинского и сакмарского ярусов.

Скважины: а — не встретившие артинских рифовых известняков, б — вскрывшие рифовые известняки. Изогипсы кровли: в — артинского яруса, г — сакмарского яруса; д — линия геологического разреза.

льным структурам приурочены крупные залежи нефти в турнейских известняках, в терригенной толще визейского яруса, намюрских и башкирских известняках.

Присводовые части Яринско-Каменноложской и Ольховской брахиантиклиналей хорошо выделяются отсутствием или небольшой мощностью артинских рифов на фоне общего возрастания мощности их в восточном направлении. Таким образом, артинские рифы — хороший индикатор для установления зон замедленного и усиленного прогибания в артинский век, и поэтому могут быть использованы для выявления зон унаследованного развития в турнейско-сакмарское время. Это важно еще и потому, что в полосе распространения рифов из основных маркирующих поверхностей — кровля артинского яруса — на значительных площадях не отображает поведения залегающих ниже отложений. Данное обстоятельство вызвано тем, что в момент формирования биогенных сооружений рядом с ними существовали участки недокомпенсированного осадконакопления. А так как на склонах унаследованных поднятий рифовые массивы наращивали большую мощность, то к концу артинского века поверхность артинских пород была высоко приподнята в крупных массивах и значительно понижена на участках зон замедленного прогибания, особенно на площадях отсутствия биогенных построек. Так, на рис. 3 изображен хорошо очерченный по кровле артинского яруса Луховский купол, который расположен на 170 м выше Ольховской брахиантиклинали. По кровле сакмарского яруса этот купол не выявляется, а на его месте располагается периклиналь Ольховской брахиантиклинали.

Присводовая часть Яринско-Каменноложской брахиантиклинали по кровле артинского яруса также значительно понижена по сравнению с таковой в некоторых рифовых массивах восточного крыла.

Рифовые массивы на территории так называемого Полюдовского поперечного поднятия (район Ксенофоновской брахиантиклинали, Колвинская седловина, Полюдовско-Колчимский антиклинорий) оказались

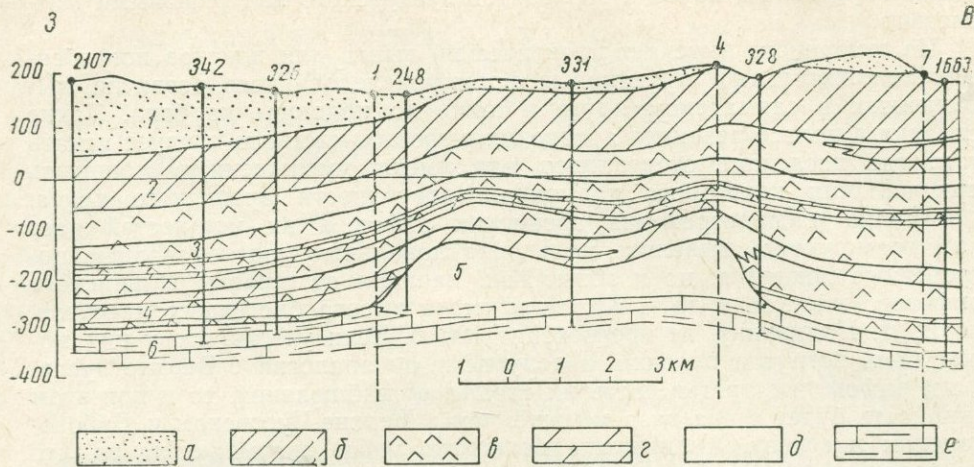


Рис. 4. Геологический разрез через Луховский купол по линии АА. Составил В. З. Хусик.

*a* — переслаивание аргиллитов и песчаников, *б* — переслаивание известняков, доломитов, мергелей аргиллитов; *в* — гипсы и ангидриты; *г* — доломиты; *д* — рифовые известняки, *е* — слоистые глинистые известняки.

Уфимский ярус: 1 — шешминский горизонт, 2 — соликамский горизонт. Кунгурский ярус: 3 — иренский горизонт, 4 — филипповский горизонт, 5 и 6 — артинский ярус.

небольшой мощности, от единиц метров до 65 м. Серия литолого-палеогеографических карт (Чочиа, 1955) показывает, что Полюдовское поперечное поднятие развивалось унаследованно, начиная со среднедевонской эпохи по артинский век. Замедленное прогибание территории данного крупного поднятия и явилось причиной развития артинских рифов небольшой мощности. Небольшое увеличение размеров массивов от единиц метров до 20 м на Ксенофоновской брахиантиклинали и до 65 м на Колвинской седловине связано с более увеличенным и полным разрезом каменноугольных и нижнепермских отложений на последней. Небольшие размеры массивов на Вишере у дер. Романихи объясняются усиленным приносом терригенного материала в позднесаргинское время, что послужило причиной прекращения роста биогенных сооружений при наличии погружения. Таким образом, мощности рифовых массивов на Полюдовском поперечном поднятии подтверждают, что оно в момент формирования рифов отличалось значительно более замедленным погружением по сравнению с Соликамской впадиной. На западном борту последней артинские рифовые массивы (Березовская группа) достигают 190 м мощности. Здесь и мощность отложений от кровли артинского яруса до подошвы московского 750—850 м, а на Колвинской седловине она по ближайшим обнажениям около 600 м.

Маркирующие горизонты кунгурских отложений, перекрывающих артинский ярус в местах развития артинских рифов, не отражают условий залегания сакмарских и нижележащих отложений, так как в них развиты структуры облекания рельефа рифовых массивов (рис. 4). Чем больше по высоте массив, тем выше по разрезу его облекание.

Важные для нефтяников Пермского Прикамья зоны замедленного погружения в каменноугольный период и ассельско-сакмарское время в полосе развития артинских рифовых массивов довольно надежно выявляются по анализу распространения и изменению мощностей и морфологии последних. Такие зоны маскируются повышенным залеганием

кровли артинского яруса и горизонтов кунгурского над рифовыми массивами.

Из сказанного вытекает практический вывод для поисков погребенных положительных структурных форм унаследованного развития, выраженных в сакмарском ярусе и ниже до подошвы карбона. Такие складки в полосе развития артинских рифовых массивов следует искать там, где последние отсутствуют или имеют уменьшенную мощность при наличии некоторого повышения поверхности артинского яруса.

Анализ распространения артинских рифов и их мощностей дает нам возможность выявлять не только локальные унаследованные погребенные поднятия, но и зоны. Так, начиная от широты Ильинского рифового массива и до г. Красноуфимска высота биогенных массивов, по В. Д. Наливкину, не превосходит 120 м. Если учесть, что у них может быть вогнутая подошва и допустить, по аналогии с Верхне-Чусовским рифом, что третья часть их скрыта от наблюдения, то и при этом мощность будет в два раза меньше, чем в Верхне-Чусовском и Дубовогорском массивах. Уменьшение мощности рифов указывает на то, что на водоразделе рек Сылвы и Уфы возможно наличие на глубине унаследованного девонско-каменноугольного поперечного поднятия — Красноуфимской седловины. На месте последней в 1959 г. Р. А. Гафаров (1959), по данным геофизических исследований (магнитометрических и гравиметрических), выявил повышенное залегание беломорско-карельского кристаллического фундамента. По-видимому, намечаемая седловина состоит из ряда меридиональных брахиантиклинальных складок, выраженных в каменноугольных и девонских отложениях. Повышенное залегание каменноугольных отложений, по данным сейсморазведки, установлено трестом Пермнефтегеофизика в районе с. Ачита в 1964 г.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бочков И. В. Чусовской район. Урало-Волжская нефтеносная область. М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Гафаров Р. А. Структурная схема докембрийского фундамента северной части Волго-Уральской области. — Геология нефти и газа, 1959, № 10.
- Геккер Р. Ф. Биогермы пермского возраста на р. Сылве. — Охрана природы на Урале, вып. II. Пермь, 1961 (УФАН СССР, Комиссия по охране природы).
- Дорофеев Н. В. Геологическое строение северной части Уфимского плато. — Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1950, вып. 44.
- Дуткевич Г. А. Самая глубокая скважина на Урале и перспективы глубокой разведки в Верхне-Чусовских Городках. — Тр. НГРИ, сер. Б, 1932, вып. 40.
- Куликов М. В. О самых молодых рифах на Урале. — Докл. АН СССР, 1948, 63, № 4.
- Маслов В. П. О способах захоронения биогермов на примере артинских образований р. Сылвы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. — Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1949, вып. 46.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. — Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1950, вып. 47.
- Наливкин В. Д. Связь рифовых массивов Урала с тектоническими структурами. — Значение биосферы в геологических процессах. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Порфирьев Г. С. Волго-Уральская нефтеносная область. Нижнепермские отложения. — Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 209.
- Раузер-Черноусова Д. М. О нижнепермском возрасте отложений с *Pseudofusulina lutugini* Schellw. на западном склоне Урала. — Бюлл. МОИП, 1935, № 5.
- Хурсик В. З. О возможности обнаружения нефтеносных рифовых массивов в Пермском Приуралье. — Докл. АН СССР, 1965, 164, № 4.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. — Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1955, вып. 91.

И. К. КОРОЛЮК  
*Институт геологии и разработки горючих ископаемых АН СССР*

## БИОГЕРМНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Уже давно В. П. Маслов (1937) обратил внимание на большое количество водорослевых известняков и доломитов в разрезах докембрия и кембрия Восточной Сибири. Он изучил породообразователи этих толщ и выяснил морфологию биогермных тел в отдельных случаях (Маслов, 1960). Другой исследователь, Е. А. Нечаева (1945) обратила внимание на своеобразную форму наслоения водорослевых доломитов ангарской свиты нижнего кембрия Заангарья и высказала предположение о их рифогенной природе. Рифовое происхождение отдельных куполовидных структур Присаянья, например в районе с. Тырети, допускал также Ю. А. Притула (1958). Мелкие археоциатовые биогермы северной части Сибирской платформы описывал Ю. К. Дзевановский (1942), И. Т. Журавлева и К. К. Зеленов (1955). Известняки рифового типа в среднем кембрии рек Амги, Алдана, Лены отмечала Е. Н. Чернышева. Закономерности распространения различных нижнепалеозойских онкоидов и страптоидов на северо-западной окраине Сибирской платформы проанализировал В. И. Драгунов с сотрудниками (1963). В 1964 г. В. Г. и И. Е. Постниковы по материалам бурения на р. Лене высказали предположение, что на юго-востоке Сибирской платформы, на ее границе с краевым прогибом, в нижнем кембрии тянется крупный барьерный риф, карбонатные породы которого содержат промышленные скопления нефти и газа. Это предположение не подтверждается бурением, но наличие большого количества биоморфных пород в разрезе нефтеносного кембрия Восточной Сибири не вызывает сомнения. Детально морфология некоторых биогермных построек Прибайкалья описана нами (Королук, 1960б; 1962). Несмотря на многочисленные исследования, рифоподобные образования докембрия и нижнего палеозоя Восточной Сибири освещены только частично, а сводной работы по ним нет вообще. Существенный вклад в объяснение общих закономерностей процесса рифообразования во времени внесли материалы Третьей палеоэколого-литологической сессии. На ней было решено рекомендовать для употребления термин «биогерм», так как понятие «онкоид», введенное раньше, не получило широкого признания. В настоящей статье мы употребляем слово «биогерм» как полный аналог употреблявшегося нами ранее термина «онкоид».

Все палеозойские биогермы юга Восточной Сибири мелкие, 1—3, реже до 10 м, как правило, округло-желваковой формы. Рифы среди них отсутствуют. Докембрийские постройки имеют значительно большие размеры, более разнообразны по форме, возможно, среди них есть рифы.

*Распространение биогермов.* Биогермные постройки различного типа на территории Прибайкалья, Присяянья и северной окраины Байкало-Патомского нагорья (рис. 1) встречаются в среднем рифее (голоуспенская и улунтуйская свиты Прибайкалья), в верхнем рифее (альянычская и холычская свиты Патомского нагорья, карагасская свита Присяянья), в алданском ярусе нижнего кембрия (пестроцветная свита Прибайкалья и Патомского нагорья, усольская свита Ангаро-Ленского прогиба, шан-

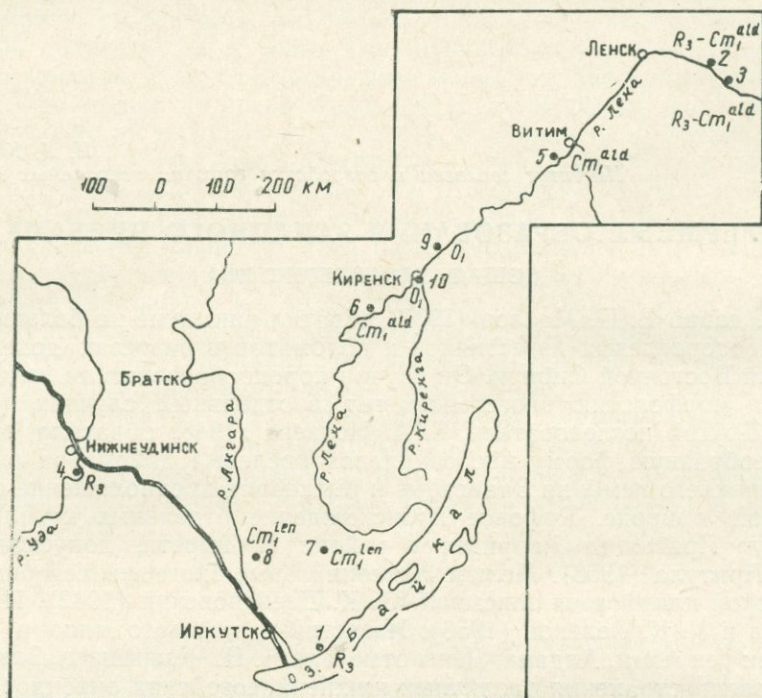


Рис. 1. Местоположение и возраст основных скоплений биогермов: 1 — падь Кадильная; 2 — с. Тинное; 3 — с. Нохтуйск; 4 — с. Мукрут; 5 — дер. Рысья; 6 — с. Марково; 7 — с. Божехан; 8 — Заангарье; 9 — с. Старые Узоры; 10 — г. Киренск.

харская свита Присяянья), в ленском ярусе нижнего кембрия (введенская свита Прибайкалья, толбочанская свита Байкало-Патомского нагорья, ангарская и чарская свиты Ангаро-Ленского прогиба), а также в устькутской свите нижнего ордовика (Ангаро-Ленский прогиб, рис. 2).

Органогенные постройки приурочены к различным формациям: к карбонатной геосинклинальной (докембрийские), а кембрийские — к флишевой (градация карбонатного флиша), к соленосной и к платформенной карбонатной формациям. Органогенные постройки встречаются в рифейском миогеосинклинальном прогибе, на восточной окраине Ангаро-Ленского перикратонного кембро-ордовикского прогиба, а также в зоне шовного сочленения южной окраины платформы с краевым антиклинальным поднятием (Присяянье). Связь отдельных построек с более мелкими элементами структуры региона выяснена пока недостаточно.

*Биогермообразователи.* Как уже неоднократно отмечалось, породообразователями всех биогермов Прибайкалья являются различные водорослевые остатки, в основном строматолиты и реже микропроблематика или настоящие водоросли. В докембрии биогермы слагались строматолитами и реже микропроблематикой. Тип биогермообразователя Ангаро-

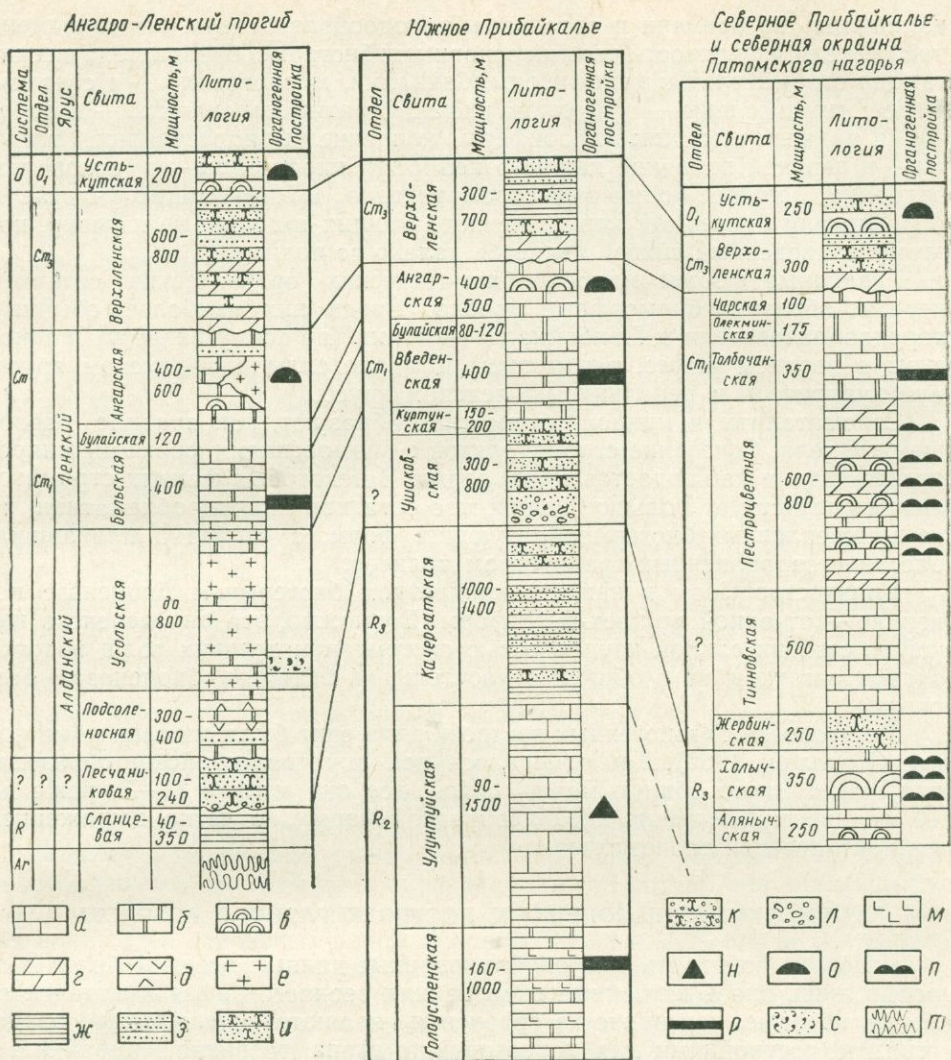


Рис. 2. Положение основных скоплений биогермов в разрезе рифей и нижнего палеозоя Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба.

а — известняки; б — доломиты; в — строматолитовые доломиты; г — мергеля; д — гипсы и ангидриты; е — каменная соль; ж — аргиллиты; з — алевролиты; и — песчаники; к — гравийные песчаники; л — конгломераты; м — кварциты; н — рифы (?); о — желваковые биогермы; п — массовое скопление мелких строматолитовых биогермов; р — ренальдисо-марковелловы стратоиды; с — стратоиды; т — архейские образования.

Ленского прогиба и Прибайкалья в палеозое определенная ненормальная соленостью водоемов на этой территории. Вне осолоненного бассейна биогермообразователями в это время были археоциты в сочетании с настоящими водорослями (Алдан, Забайкалье).

Биогермообразователями являются все известные в настоящее время типы строматолитов: пластовые, столбчатые, желваковые, корковые. Для многих биогермов характерно вполне определенное их сочетание. Наиболее обычно чередование пластовых и столбчатых строматолитов, реже наблюдается совместное развитие пластовых и желваковых типов. На протяжении докембрия и кембрия сменилось несколько различных строматолитово-микропроблематических комплексов и, вполне естественно,

изменялись во времени и организмы-породообразователи. На современной степени изученности такими основными биогермообразователями считаются строматолиты: конофитоны, байкалии, масловиеллы — в среднем рифее; гимносолены — в верхнем рифее; стратиферы, иликты — в основании раннего кембрия; стратиферы, коллениелы, иррегулярии, иликты — в верхней половине нижнего кембрия; киренгеллы — в основании ордовика. Большое количество строматолитов, принимающих участие в образовании биогермов или даже образующих их, пока не изучено, поэтому приведенный список является далеко не полным.

Различные формы микропроблематических органических остатков нередко образуют биоморфные породы. Среди них наиболее обычные породообразователи в Прибайкалье — озагии (по всему разрезу), радиосузы в верхнем рифее, ренальцисы и марковеллы в алданском ярусе, нубекуляритесы и ренальцисы в ленском ярусе.

Строматолиты и микропроблематика образуют, как правило, разобщенные тела. Сочетание строматолитов с биоморфными формами микропроблематики наблюдается очень редко. В некоторых фациях строматолитам сопутствует большое количество остатков микропроблематики, но не прикрепленных биогермообразующих форм, а свободно плававших, пассивно захороненных среди строматолитов.

Количество форм в каждом конкретном биогермном биоценозе невелико — от одной до трех-пяти форм. Возможно, это определено в какой-то степени слабой изученностью систематики древних толщ водорослевых остатков, но в общем относительная бедность биоценозов бесспорна.

Морфология органогенных построек ряда свит была описана нами ранее (Королюк, 1962). Как отмечалось, все нижнепалеозойские образования имеют много общего между собой: все они мелкие (1—3, реже до 10 м), преимущественно караваеобразной формы, с четко выраженной концентрической слоистостью.

## ОПИСАНИЕ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Чтобы не повторять уже опубликованные данные, осветим более подробно лишь вновь изученные образования верхнего рифея и алданского яруса, которые, как видно из сравнения, являются типичными органогенными постройками для палеозойского этапа развития Прибайкалья.

### БИОГЕРМЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ

Самые древние, среднерифейские постройки пока не могут быть описаны, ввиду плохой изученности этих толщ. Некоторые данные приведены нами (Королюк, 1962). Встречаются биогермы в улунтуйской свите, сложенной в основном темными углефицированными известняками (строматолитовыми, онколитовыми, кристаллическими) с прослоями филлитизированных сланцев. Мощность свиты до 1000 м. Она тянется узкой полосой вдоль западного побережья оз. Байкал. Можно предполагать, что местами, например в пади Кадильной на оз. Байкал, строматолитовые известняки образуют крупные, сложно построенные линзообразные массивы мощностью в несколько сотен метров, замещающиеся по простиранию относительно маломощными слоистыми пачками. Существенное изменение мощности и общего характера разреза разновозрастных пород, широкое развитие в пределах массивов значительно более крупных массивных форм строматолитов, чем в прилегающих осадках, увеличение числа породообразующих форм и некоторые (мелкие) литоло-

гические особенности известняков (чистота, массивность, пятнистость, наличие инкрустационных структур) дают возможность предполагать, что Кадильнинский массив является настоящим рифом. Чаще же строматолиты образуют мощные пластообразные тела, природа которых пока непонятна. Наряду с крупными биогермными постройками встречаются и мелкие желвакового типа массивы размером в несколько метров, иногда достигающие 15—30 м, включенные в карбонатные или в карбонатно-терригенные пачки.

#### БИОГЕРМЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ

Верхнерифейские отложения тянутся узкой полосой вдоль Байкало-Патомского нагорья. Общая характеристика их дана Н. М. Чумаковым (1959). Из-за неравномерной изученности в настоящее время нельзя ничего сказать о площадном распространении верхнерифейских биогермов. Можем лишь отметить, что мы их встречали на обоих склонах Уринского поднятия, проявлявшего себя и в рифее как область относительно приподнятая, в пределах которой все свиты рифея хотя и сохраняют в общем свой облик, но несколько уменьшаются в мощности.

*Биогермы алянычской свиты.* Размеры их относительно большие (до 10 м в диаметре при высоте около 5 м), форма куполовидная, наслоение четко выраженное концентрическое, подчеркиваемое распадением пород на плитки. Биогермы заключены в карбонатные породы и выделяются главным образом по текстурным особенностям. Образуются биогермы строматолитами, которые сохраняются чрезвычайно плохо. Только местами можно различить остатки столбчатых ветвистых построек группы гимносолен. Чаще породы перекристаллизованы, превращены в массивные чистые известняки с большим количеством сутурных швов.

*Биогермы хольчской свиты.* Хольчская свита чрезвычайно богата своеобразными биоморфными образованиями. Сложена она оолитовыми, строматолитовыми и хемогенными известняками при небольшом участии песчанистых и глинистых пород. Мощность свиты 250—350 м (Чумаков, 1959). Отличительной особенностью ее является четкое ритмичное строение. У с. Тинного (западный склон Уринского поднятия) обнажено около 200 м свиты, в пределах которых хорошо видно 43 однотипных ритма. Достаточно хорошо проявляется ритмичность на восточном склоне Уринского поднятия в разрезе у с. Нохтуйска. Все ритмы построены по одному плану. Нижним членом их являются тонкозернистые косослоистые известняки с текстурами, обычными для песчаников. В известняках часто наблюдаются следы оползания, мелкие складочки, окатыши (рис. 3, ритм 10). Мощность этих известняков 0,1—4, чаще 0,5—1 м. Верхняя поверхность их резко неровная, размытая. На них залегают второй верхний член ритма — существенно биоморфные пачки, сложенные разнообразными известняками, среди которых основную роль в нижней половине играют строматолитовые породы. Строматолиты образуют иногда отдельные желваки среди хемогенных и оолитоподобных пород (ритмы 1—4), иногда слагают значительную часть мощности всего ритма (ритм 10). Верхнюю часть биоморфного члена ритма нередко образуют мелкопятнистые, онколито-оолитовые и сгустковые известняки, подобные тем, что выполняют промежутки между строматолитовыми постройками. Общая мощность второго члена ритма 0,5—7, обычно около 2 м. Верхняя поверхность этой пачки бугристая из-за строматолитовых куполов. Перекрываются они песчано-подобными карбонатами, выполняющими неровности микрорельефа органогенного слоя.

Как видно из описания разреза, количество биогермов в свите огром-

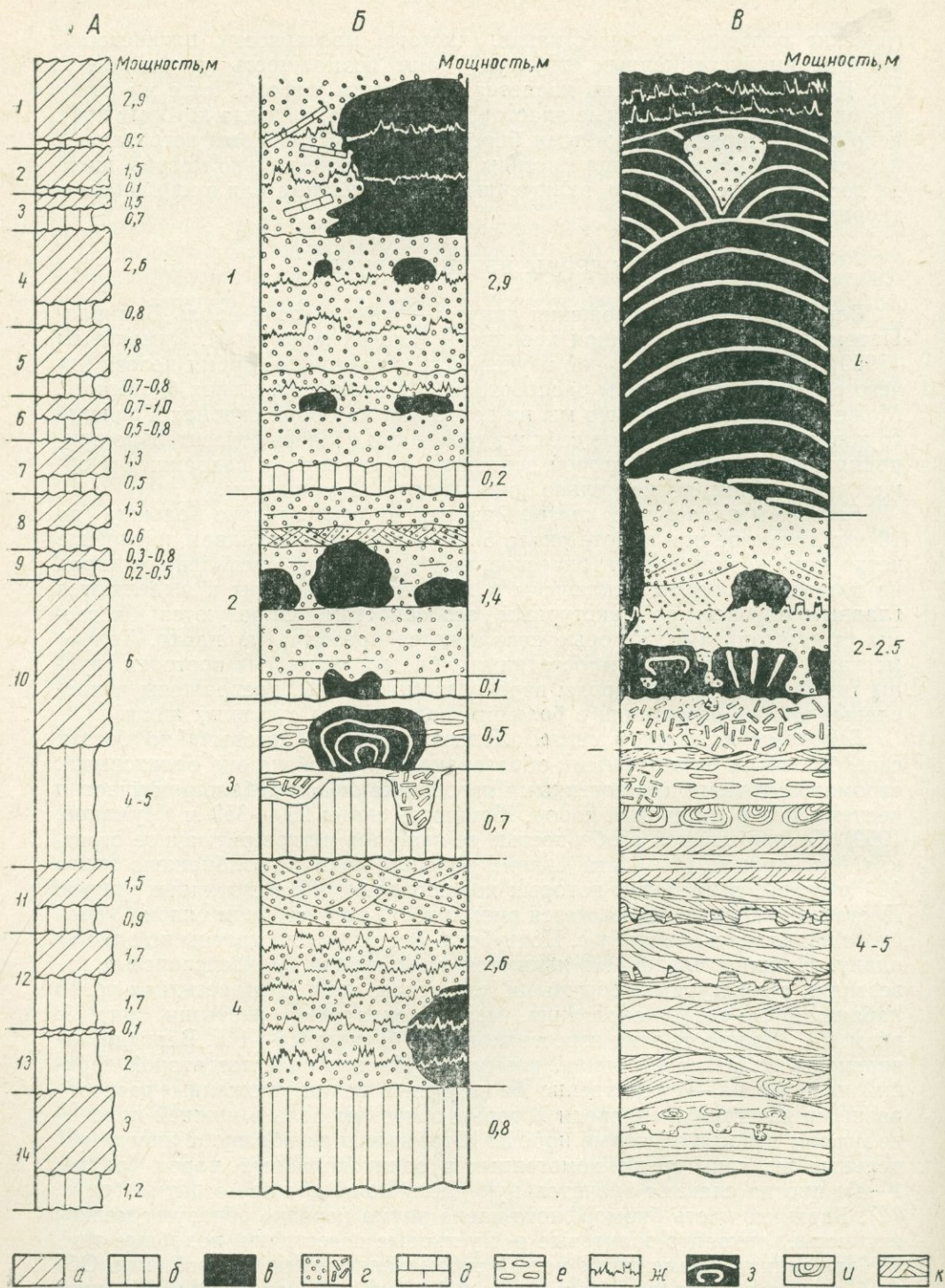


Рис. 3. Биогермы хольчской свиты.

А — распределение биоморфных пачек в верхней части свиты; Б — строение с 1 по 4 ритм; В — характер строения и текстур 10 ритма.  
 Члены ритма: а — биоморфный, б — хемогенно-обломочный; известняки: в — строматолитовые, г — онколитовые; д — афанитовые; е — карбонатные брекчии, ж — сутурные швы; з — наслоение в строматолитовых известняках; и — оползневые окатыши; к — характер наслоения известняков

но, но все они очень мелкие. Наиболее обычна для них высота 1,5—2 м при поперечнике 2—3 м. Очень часто встречаются биоморфные желваки, которые ввиду их небольших размеров (0,1—0,5 м) не могут классифицироваться как биогермы. Более крупные постройки, но тоже не более 3 м высотой и до 7 м длиной, очень редки.

Биогермы в основном построены строматолитами при небольшом участии микропроблематики. Строматолиты в большинстве случаев плохо сохранившиеся, поэтому о видовом составе биогермообразователей пока говорить нельзя. Подавляющее большинство биогермов и мелких желваков образовано пластовыми строматолитами, роль желваковых незначительна, а столбчатые слагают только очень мелкие желваки размером до 0,1 м. Строматолиты образуют мелкокристаллические или афанитовые известняки с тонкой и микроскопической неправильно-волнистой причудливой слоистостью: иногда она очень четкая, со специфическим рисунком наслоения, свойственным именно органогенным разностям, иногда чуть заметная, не имеющая никаких признаков своего происхождения. Параллельно микрослоистости часто развиваются стилолитовые швы, часто очень крупные. В некоторых, преимущественно крупных однородных постройках, количество их настолько велико и располагаются они так строго параллельно друг другу, что создают впечатление волнистой строматолитовой слоистости в пределах массива, в то время как первичной слоистости в этих породах почти не сохранилось. Некоторые мелкие желваки сложены однородными афанитовыми известняками, тогда их органогенная природа проявляется только в общей форме последних. В большинстве же биогермов хорошо видна тонкая и очень тонкая волнистая и неправильная слоистость.

Помимо описанных микрослоистых известняков, образованных пластовыми строматолитами, в формировании биоморфных тел принимают участие пятнистые, сгустковые породы. В большинстве случаев они ярко окрашены — красные или лиловые. Слагаются они округлыми тельцами оолитоподобных онколитов. Среди них определены различные радиозусы, озагии, везикуляритесы. Карманы, выполненные онколитовыми породами (аналогичными тем, которые перекрывают биогермы), различны по форме, обычно неправильно-зазубренные, небольшие по размерам (0,1—0,2 м).

Как и всем мелким биогермам, органогенным постройкам холычской свиты свойственна желвакообразная, караваеобразная, округлая форма. Основание у большинства из них плоское, рост многих начинается с ровной поверхности, некоторые растут с небольших выступов рельефа. Верхняя поверхность биогермов нередко уплощенная или бугристая. Наиболее резко бугристость проявляется у тех построек, верхняя часть которых сложена пластово-желваковыми строматолитами. Некоторые постройки имеют округлую выпуклую верхнюю поверхность. Большинство куполов расположено близко друг от друга на одном уровне и, сливаясь, они образуют сложные пласты. Мелкие купола и желваки обычно располагаются на некотором расстоянии друг от друга и, соответственно, сохраняют особенности своей морфологии.

Специфическим для холычской свиты является характер пород, перекрывающих биогермы. Эти породы также биоморфные, но не биогермные. Они образуются в основном микропроблематикой — различными онколитами и другими типами микрофитолитов. Среди них определены те же формы, что и в гнездах онколитов внутри биогермов. Образованные ими красные и серые известняки массивные, местами косослоистые. Общая мощность онколитовых пород достигает в некоторых ритмах 3 м. Макроскопически они весьма разнообразны: крупноонколитовые, мелко-

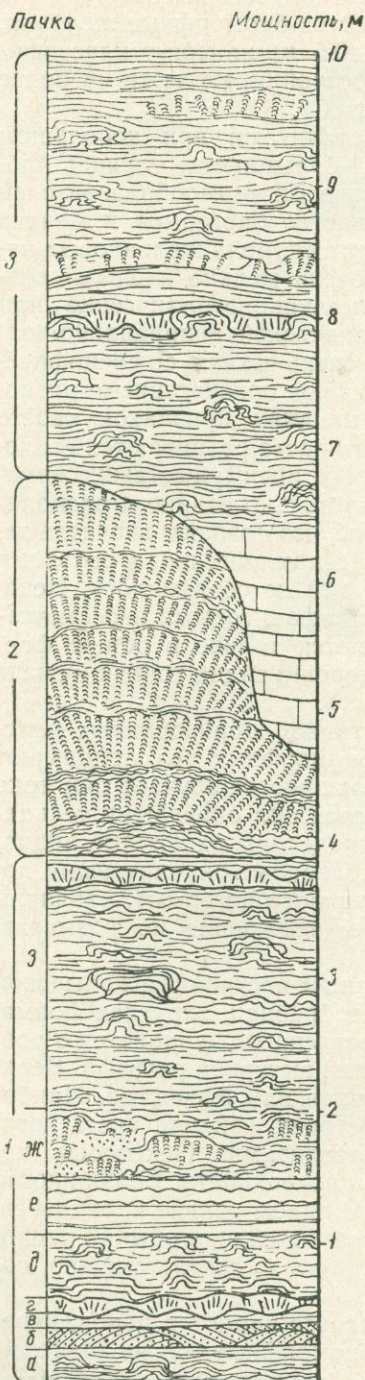


Рис. 4. Строение одной пачки с биогермами. Карагасская свита, р. Уда, дер. Муксут (см. объяснения в тексте).

онколитовые, из округлых и из удлиненнозубчатых стяжений, узорчатые, пятнистые. Каждая разность образует или нечетко ограниченные прослои или обособленные участки породы размером в несколько квадратных дециметров с весьма прихотливыми границами. Косая слоистость наблюдается участками, размах мульд достигает 0,2—0,3 м при высоте до 0,2 м. Нередко в этих породах встречается и параллельная слоистость. В онколитовые известняки бывают включены мелкие строматолитовые желваки и гнезда афанитовых однородных известняков причудливых очертаний. В кровле ритмов встречаются плоскогалечные конгломераты из различных местных пород. Длина галек 3—4 см, толщина 0,2—0,6 см, ориентированы они несколько наклонно по отношению к общей слоистости. Мощность галечниковых прослоев достигает 0,25 м. Иногда наблюдаются мелкие шлейфы брекчий вокруг строматолитовых желваков или отдельных биогермных тел. Общее количество брекчий очень незначительное.

*Биогермы карагасской свиты северо-западного Присянья.* Свита отнесена к верхнему рифею условно, некоторые геологи сопоставляют ее с вендом и даже считают кембрийской, так как имеющиеся данные допускают различную трактовку возраста свиты. Свита складывается розовыми доломитами с прослоями кварцевых и аркозовых песчаников, мощность ее около 1000—2000 м. Наряду с обломочными и хемогенными доломитами в ее построении большую роль играют органогенные и биохемогенные доломиты. Последние образуют мощные толщи микрослоистых, волнисто наслоенных пород со слабо выраженными признаками водорослевого происхождения. Строматолиты среди них образуют небольшие желваки, не ограниченные четко от вмещающей микрослоистой породы. Реже встречаются строматолитовые доломиты, слагающие значительные тела и образованные в основном мелко столбчатыми формами.

Наиболее интересные биогермы мы наблюдали на р. Уде, на крыле крупной антиклинальной складки горы Богатырь, где имеется три пачки с биогермами, построенные одинаково. Опишем одну из них,

наиболее типичную (рис. 4). Основание пачки с онкоидами слагает сложный пласт мощностью до 4 м, образованный различными волнисто наслоенными биохомогенными доломитами (прослой *a, д, з*), среди которых имеются афанитовые доломиты (прослой *в, е*), окварцованные косослоистые обломочные доломиты (прослой *б*). Между некоторыми прослоями видны следы небольших размывов. Особенно часто размыты тонкослоистые, мелкозернистые доломиты. Мелкостолбчатые строматолиты встречаются

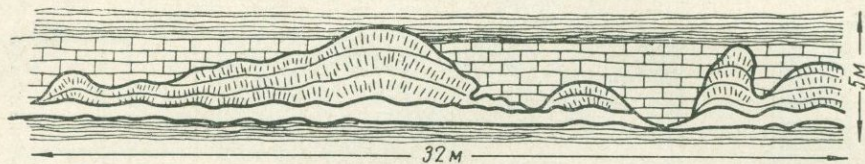


Рис. 5. Общая схема морфологии биогерма карагаской свиты. Река Уда, дер. Муксут.

в этом пласте редко. Они образуют гнезда в 0,1—0,2 м и реже маломощные прослой. Гораздо большую роль играют желваковые постройки, достигающие высоты 0,15—0,2 м и несколько большей величины по диаметру. Форма их довольно однообразна — крутые, иногда даже подвернутые крылья и плоский свод. Внутри хорошо видна четкая микрослоистость. Наслоение идет параллельно по наружному контуру, но осложняется дополнительной мелкой волнистостью. Описанные постройки обычно объединяются в отдельные прослой, располагаясь на расстоянии 0,5—1 м друг от друга, и слагают несколько прослоев в пределах слоя 1, преимущественно среди биохомогенных волнистых доломитов.

В основании пласта 2 залегают микрослоистые волнисто наслоенные доломиты типа обычных в слое 1, но образующие здесь ряд плоских линз высотой около 0,2 м, являющихся основанием для растущих с них биогермов. Биогермы довольно резко отличаются друг от друга по величине. Наиболее крупные из них достигают длины 13 м, мелкие всего около 2 м в поперечнике. Высота их 3—4 м. Крупные биогермы по верхней поверхности нередко расчленяются на несколько выступов. Форма построек довольно редко встречающаяся — от плоских куполов до столбообразных тел (рис. 5). Во всех биогермах хорошо видны полого выпуклые слои, образованные чередованием столбчатых и пластовых строматолитов. Столбчатые строматолиты дают слои в 5—20 см, мощность каждого остается более или менее постоянной по всему биогерму. Строматолиты в слое растут тесно друг около друга, располагаясь перпендикулярно к поверхности роста и, соответственно, несколько наклонно в краевых частях биогерма. Столбики мелкие, ветвящиеся, бесстеночные, с плоским наслоением, диаметры 1—2 см.

Слои других пластовых водорослей (из группы *Stratifera Korol.*) более тонкие (2—5 см). Хомогенных обломочных пород в теле биогермов не наблюдалось.

Промежутки между биогермами и впадины в их поверхности заполняют тонко- и среднеплитчатые афанитовые и мелкозернистые плоско наслоенные доломиты. Эти породы без изменения своего характера и мощности отдельных слоев примыкают к биогермам.

#### БИОГЕРМЫ РАННЕГО КЕМБРИЯ

*Биогермы пестроцветной свиты.* Пестроцветная свита распространена в предгорной области Байкало-Патомского нагорья и в северо-восточной части Ангаро-Ленского прогиба. Мощность ее до 700 м, сложена пестро-

окрашенными мергелями, доломитами, известняками. Биогермные образования в толще, очевидно, распространены широко, но детально изучены только местами. Характер их в пределах Ленско-Витимского антиклинория подробно описывался нами на примере обнаженной по р. Лене у д. Рысья (Королюк, 1960а, 1962). В этом разрезе мелкие биогермы, рас-

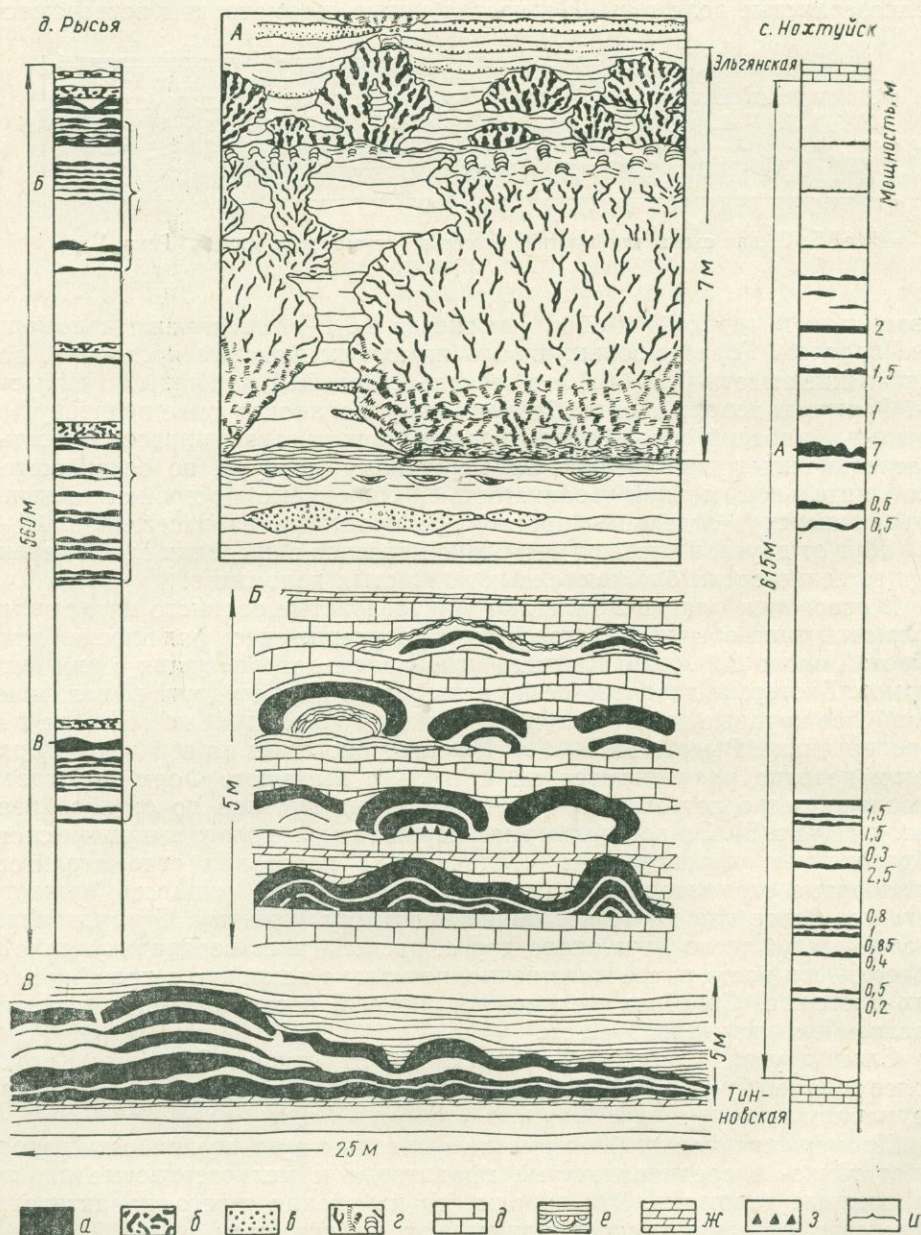


Рис 6. Распределение строматолитовых доломитов в разрезах пестроцветной свиты р. Лены и примеры строения отдельных биогермов.

*a* — строматолитовые известняки и доломиты; *б* — сгустковые известняки; *в* — онколитовые известняки и доломиты; *г* — различные формы строматолитов; *д* — известняки и доломиты; *е* — характер слоистости; *ж* — мергеля; *з* — кремне-карбонатные брекчии; *и* — пачки с массивными мелкими биогермами; *A, B, B* — детали строения разрезов.

полагаясь близко друг от друга, образуют сложные пласты, часто повторяющиеся в разрезе. В свите выделяются три пачки мощностью 40—100 м, имеющие много прослоев с биогермами. На рис. 6 число биогермных слоев в пачках уменьшено, а мощность каждого слоя увеличена. Наиболее обычны здесь купола, в поперечнике около 1—2 м, состоящие из двух-трех параллельных слоев последовательно сменяющихся столбчатых строматолитов, реже из чередующихся столбчатых и пластовых строматолитов (рис. 6, Б). Кроме того, в разрезе встречены три горизонта более крупных, до 4—5 м высотой, построек, но также куполовидной формы и с четко выраженной слоистостью (рис. 6, В). Строматолиты во всех биогермах, как правило, плохой сохранности.

Несколько иной характер имеют биогермы пестроцветной свиты Березовской впадины на восточном склоне Уринского поднятия. Свита расчленяется здесь на четыре пачки, каждая из которых по разному обогащена биоморфными известняками (рис. 6, разрез у с. Нохтуйска). Количество прослоев биогермных известняков показано на колонке. Здесь нанесены все встреченные прослои, с небольшим увеличением их мощности. На склоне Уринского поднятия нет наиболее характерных пачек Ленско-Витимского антиклинория — мощных пачек часто повторяющихся в разрезе прослоев мелких караваеобразных биогермов. На склоне Уринского поднятия отдельные прослои такого вида встречаются, но резко преобладают здесь мелкие строматолитовые желваки, которые по существу даже не являются биогермами. Мощность строматолитовых слоев 0,1—0,5 м.

Наиболее мощной бесспорно биогермной постройкой высотой до 7 м является в разрезе у с. Нохтуйска слой, образованный ветвистыми столбчатыми строматолитами (рис. 6, А). В пределах биогерма снизу вверх сменяется три или четыре формы строматолитов-породообразователей, каждая из которых образует особый этаж в пределах биогерма. Резких изменений в составе и морфологии строматолитов в краевых и центральных частях построек в пределах этажа не наблюдалось. Существенно меняется только ориентировка столбиков: в центральных участках она более закономерная (столбики тянутся преимущественно вверх), в краевых частях ориентировка более беспорядочна (многие строматолиты растут несколько наклонно). Величина отдельных строматолитовых «кустов» невелика (0,1—0,2 м). Столбики строматолитов располагаются на расстоянии, примерно равном их диаметру. Промежутки между ними выполнены различными породами: хемогенным, биоморфным и реже обломочным карбонатом. Крупные участки нестроматолитовых пород в описанных нами биогермах не встречались.

Особенностью описываемого биогерма являются его очертания. Контуры большинства других известных нам строматолитовых биогермов сильно сглаженные. Нохтуйский же массив (рис. 6, А) имеет очень неправильные, зазубренные границы, что, наверно, объясняется быстрым захоронением органогенной постройки и тем, что в процессе роста массив почти не возвышался над дном водоема. Биогермы со сглаженными контурами и с четким концентрическим наложением образовывались в условиях резко замедленного осадконакопления вокруг них, что приводило к их возвышению над дном почти на всю свою высоту.

*Органогенные постройки соленосной свиты.* В более западных районах изученной территории пестроцветная свита замещается мощной (до 800 м) соленосной свитой, развитой на всей площади Ангаро-Ленского прогиба. Одной из особенностей соленосной свиты раннего кембрия юга Сибирской платформы являются частые прослои доломитов среди соли, в том числе органогенных, водорослевых. Наиболее мощная пачка био-

морфных доломитов и известняков известна как осинский горизонт. Она приурочена к нижней части усольской свиты, прослеживается по всем скважинам Ангаро-Ленского прогиба, имеет мощность 40—50 м на юге и до 80 м на севере. На юге пачка образуется доломитами, на севере — известняками. В районе с. Марково (р. Лена) осинская пачка дает крупные притоки нефти и изучена нами по большому числу вскрывающих ее скважин. Породы осинского горизонта в с. Марково образованы водорослями ренальцисами и марковеллами, образующими два обособленных комплекса: марковелловый в основании пачки мощностью 8—43 м и выше — ренальцисовый, достигающий 40—60 м. В каждом биоценозе выделяется несколько форм водорослей. В биоценозе ренальцисов участвует около пяти видов ренальцисов, среди которых определены *Renalcis jacuticus* Korde, но большинство видов новые. Наиболее распространены мелкие массивные формы с сильно расчлененным контуром, со слабо развитыми камерами. Каждый вид ренальцисов развивается обособленно, изредка в одном шрифте встречаются два вида одновременно. Существенную роль в биоценозе играют водоросли плохой сохранности, условно отнесенные к эпифитонам. Последние не образуют существенных самостоятельных скоплений, а рассеяны в виде мелких кустиков среди ренальцисов, местами в весьма значительном количестве. Можно предполагать, что породы образовались за счет органических остатков, захороненных в основной своей массе в прижизненном положении. Как известно, ренальцисы вообще широко развиты в рифогенных фациях различного возраста — в археоциатовых биогермах алданского яруса рр. Лены и Алдана, в кембрийских рифах Тувы и Забайкалья, в ордовикских известняках восточного склона Урала, в девоне Приуралья. После перекристаллизации ренальцисовые известняки превращаются в инкрустационно-комковатые, у которых округлые сгустки пелитоморфного карбоната размером 1—2 мм окружены широкими каемками крупношестоватого кальцита. На основании имеющихся материалов можно высказать предположение, что осинский горизонт с. Марково образовался на месте крупной пластообразной банки, так как он явно сложен биогермными породами. Мощность горизонта в пределах разрушенной части мало меняется, хотя и увеличена почти вдвое по сравнению с другими районами. Банка была мелководной, о чем говорит исключительное развитие прикрепленных, относительно массивных форм. Но отмелью она едва ли была, так как следов перемыва и крайнего мелководья в осадках нет.

Недавно выдвинуто предположение о том, что более молодые отложения кембрия (бельская и булайская свиты) центральной части Марковского вала слагают крупный, возможно, гребневидный, водорослевый риф (Постников, Постникова, 1964). Однако характер пород и водорослей этого интервала скорее говорит о том, что водоросли здесь спорадически слагали небольшие пластовые тела, не оказавшие принципиального влияния на структуру вала, хотя значительно и осложнившие ее.

*Биогермы ленского яруса.* Во второй половине нижнего кембрия в собственно Прибайкалье и в Присаянье отлагались карбонатные, доломитовые осадки, а на площади Ангаро-Ленского прогиба — карбонатные, сульфатно-карбонатные и временами соленосные толщи. Мощность пород достигает 1000 м и более. Органогенные породы имеют явно подчиненное значение среди хемогенных, однако биоморфные тела продолжают встречаться в различных частях разреза и региона. В это время очень широко развивались пластовые постройки, особенно часто встречающиеся в нижней половине ленского яруса, в отложениях среди доломитов и известняков бельской, введенской свит, а также в доломитах ангарской свиты. Стратонды (биостромы) имеют обычно мощность 1—2,

реже 3—5 м, образуются пластовыми, иногда столбчатыми строматолитами. Среди пластовых наиболее обычные порообразователи — различные формы группы стратифера (Королюк, 1960б), реже иррегулярии. Стратиферы образуют очень однородные плотные микрослоистые доломиты, реже известняки. Породы, образованные другими группами строматолитов, менее однородны, так как содержат примесь посторонних осадков, практически отсутствующих в постройках, образованных стратиферами. Протяженность пластовых построек измеряется, скорее всего,

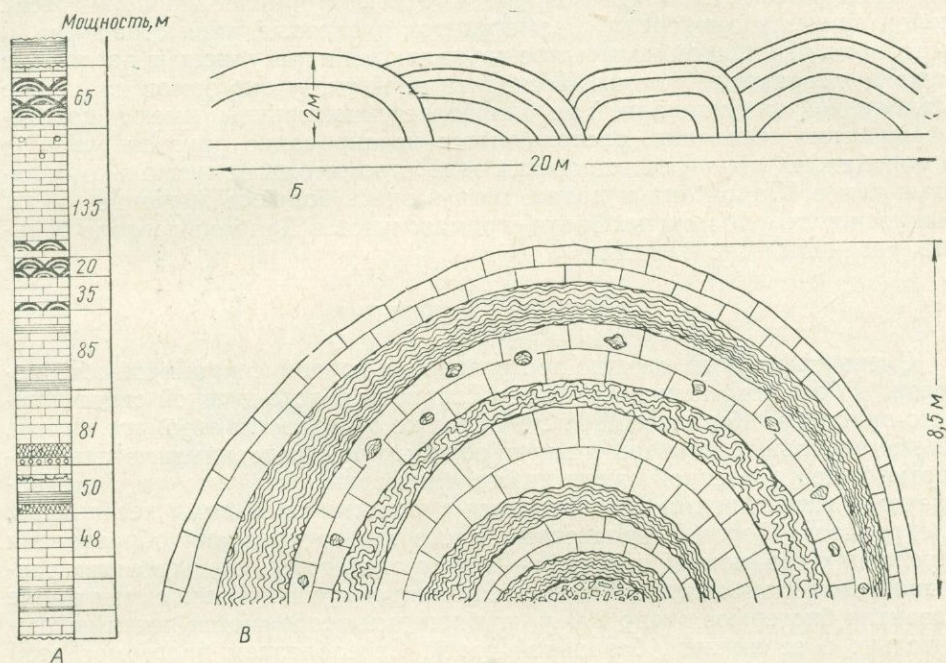


Рис. 7. Положение горизонтов массовых биогермов в разрезе ангарской свиты Божехана А, схема взаимоотношения куполов в обнажении Шадойской горки Б и схема строения крупного купола в обнажении у дер. Дарбана В.

километрами. Боковые ограничения построек почти никогда не вскрываются, только однажды мы наблюдали притыкание к пласту стратифер линзы крупных онколитов. В большинстве случаев пластовые постройки во время роста не возвышались над окружающими осадками.

Помимо стратоидов в ленском ярусе встречаются куполовидные биогермы, близкие описанным выше, но несколько большие по размерам — они достигают 10 м высоты. Куполовидные постройки развиты в ангарской свите и широко распространены в Приангарье и на Божеханском поднятии (Нечаева, 1945; Королюк, 1956).

На Божеханском поднятии массовые биогермы встречаются в верхней части свиты (рис. 7). Диаметр их 3—10 м, высота 2—4 м, слоистость четкая концентрическая. Образуются они переслаиванием водорослевых и хемогенных доломитов. Мощность водорослевых прослоев 0,2—0,5 м, сложены строматолитами стратифера и иррегулярия, а также различными формами группы коллениелл. Общее количество строматолитовых пород в биогермах значительное. Они составляют примерно около половины всех пород. Рост их начинался с какой-нибудь неровности дна. Промежутки между биогермами заполнены полностью хемогенными доло-

митами, среди которых нередки стратиферовые доломиты. В результате образуется сложный пласт с более или менее постоянной мощностью.

Купола отличаются друг от друга в пределах мелких структур, осложняющих поднятие. Так, на Шадойской антиклинали в присводовой части тянется пласт около 2 м высотой, сложенный тесно прижатыми куполами, диаметром до 10 м, высотой до 4 м. Многие купола здесь недоразвиты, т. е. имеют только одно крыло. Все биогермы коробчатого вида: у них сравнительно пологие своды и крутые, даже подвернутые крылья. Водорослевые доломиты в куполах слагают немного более половины всех пород, преобладают среди строматолитов пластовые, типа стратифер, к которым в небольшом количестве добавляются иррегулярии и различные мелкие желваковые формы. Несколько иной тип у биогермов на склоне Дарбанской антиклинали. Там они более симметричны, имеют плогосферические очертания, располагаются изолированно друг от друга, а в породах, их образующих, общая роль строматолитов несколько большая, чем в Шадойских куполах, хотя и здесь большое значение имеют микрослоистые доломиты. Среди строматолитов в Дарбане гораздо больше различных желваковых.

#### БИОГЕРМЫ ОРДОВИКА

Очень эффективные, сложно построенные и хорошо сохранившиеся биогермы в большом количестве распространены в усть-кутской свите нижнего ордовика (Королюк, 1962). Они также образованы строматолитами, имеют небольшие размеры и много общих черт с описанными выше биогермами пестроцветной свиты нижнего кембрия. Усть-кутская свита образуется известняками и доломитами с частыми прослоями песчаников, алевролитов. Породы сероцветные, часто имеют признаки образования в условиях крайнего мелководья — косую слоистость, следы мелких размывов, волноприбойные знаки и т. п. Мощность усть-кутской свиты в зоне развития биогермов около 200 м, но биогермы встречаются почти исключительно в ее нижней, базальной части. Свообразием биогермов этой свиты является нахождение их среди терригенно-карбонатных пород. Взаимоотношения биогермов и вмещающих пород хорошо видны в обнажениях у г. Киренска и несколько ниже у с. Старые Узоры на р. Лене. Органогенные постройки четко обособлены от вмещающих пород, что далеко не всегда наблюдалось у нижнекембрийских биогермов, заключенных среди очень близких им хемогенных и биохемогенных карбонатных пород. Размеры биогермов невелики, 1—2, максимум 3—5 м по высоте и до 10 м в поперечнике. Все биогермы имеют округлую караваеобразную форму, четко выраженную концентрическую слоистость, нередко постороннее ядро, выступ дна в основании. Образуются они строматолитами при значительном участии прочих, неорганогенных пород. Во время роста биогермов происходила смена двух-трех различных биогермообразователей, но каждый слой слагается обычно представителями одной группы строматолитов (рис. 8).

Прослой обычно выдержаны по простирацию всей постройки, сохраняют свою толщину и характер. Число водорослевых слоев в биогермах 2—7, чаще 2—4, мощность 0,1—0,5 м. Для ордовикских биогермов характерно закономерное чередование прослоев столбчатых и пластовых строматолитов.

Каждый слой образуется за счет растущих радиально столбиков или бугров, причем местами (в краевых частях биогермов) верхушки столбиков (бугров) смотрят на дно водоема, т. е. наблюдается совершенно необычная ориентировка выпуклостей строматолитовой микрослоистости.

Сокращения мощности постройки в этих, казалось бы, неблагоприятных условиях (плохое освещение) не наблюдается. Между строматолитовыми слоями располагаются тонкие прослои песчаников, доломитов, которые также выполняют промежутки между строматолитовыми столбиками. Часто эти прослои имеются только в краевых частях построек. Слоистые породы примыкают к биогермам в основной части постройки, и только самые верхние слои проявляют тенденцию к облеканию.

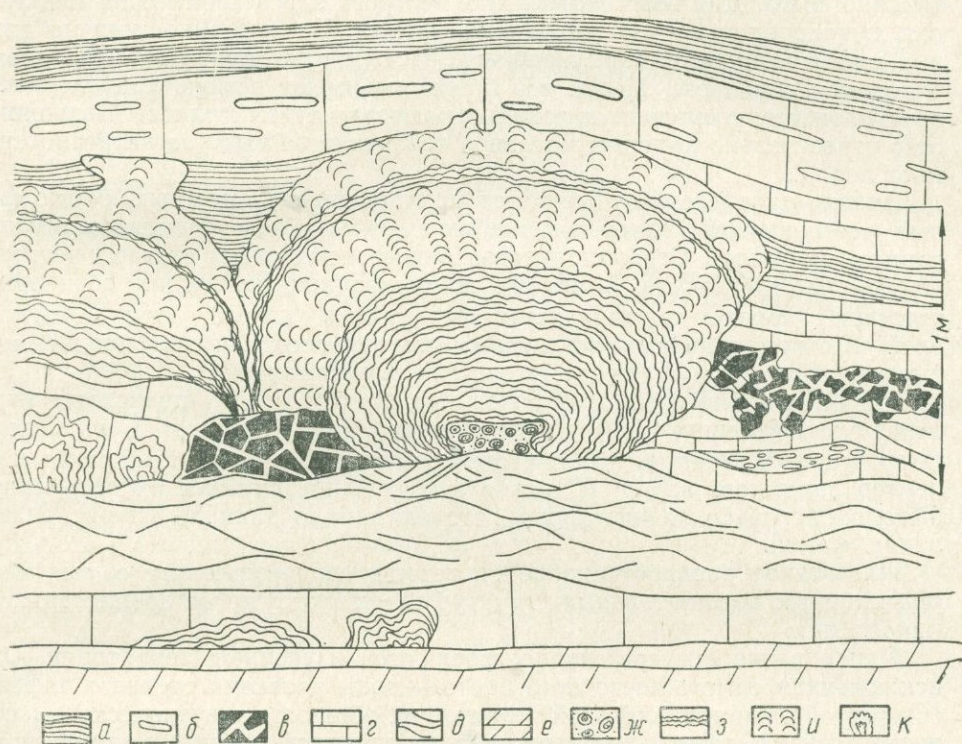


Рис. 8. Мелкие биогермы усть-кутской свиты нижнего ордовика г. Киренска. Зарисовка А. Д. Сидорова.

*а* — тонкослоистые алевролиты; *б* — плоскогалечные конгломераты; *в* — карбонатные брекчии; *г*, *д* — доломиты; *е* — косослоистые доломиты; *ж* — мергеля; *з* — онколиты; *и*, *к* — различные строматолиты.

Наиболее крупные постройки усть-кутской свиты встречены нами на восточном крыле Усть-Киренского антиклинала. Очень близкие биогермы в ближайших окрестностях г. Киренска, также на склоне Усть-Киренского антиклинала, но на его западном крыле. В других местах, по существу по всей площади развития пород усть-кутской свиты, очень часто встречаются различные водорослевые образования, как правило, небольшого размера, типа органогенных желваков (Маслов, 1960). Местами развиваются и более крупные постройки, приближающиеся к описанным на р. Киренге, у с. Гарь, на р. Лене. Можно высказать предположение о связи наиболее крупных биогермов усть-кутской свиты со склонами Усть-Киренского поднятия, но пока только условно, так как специального изучения биогермов всей усть-кутской свиты не проводилось, и мы исходим из тех отрывочных наблюдений, которые накопились у нас.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Различные биогермы широко развиты в докембрии и нижнем палеозое Восточной Сибири. Как можно легко увидеть, нижнепалеозойские биогермы юга Восточной Сибири имеют ряд общих характерных для них черт, так все они образуются строматолитами, и только севернее, в среднем течении Лены появляются археоциатовые и эпифитоно-эрхеоциатовые биогермы. Для всех биогермных построек здесь характерна пластовая, куполообразная или желваковая форма. Чрезвычайно типична для них малая мощность, сочетающаяся с частым, многократным появлением биогермов в разрезе. Почти все биогермы имеют четкую концентрическую слоистость, вызванную зональным ростом строматолитов. Большинство относительно крупных массивов возникает на выступе неорганогенных пород.

Вполне определенно отмечается приуроченность мощных биоморфных ренальцисовых пачек к трансгрессивным членам крупных седиментационных циклов. Строматолитовые биогермы тяготеют скорее к регрессивным частям циклов. В мелких седиментационных циклах, если присутствуют породы с различными фитолитами, первый член — обычно слой со строматолитами, за которым следует слой с микрофитолитами, сменяющийся затем уже хомогенными карбонатами.

Различные биогермные образования водорослевого происхождения играют значительную роль в образовании карбонатных толщ, но в силу своих морфологических особенностей сравнительно мало влияют на характер залегания пород, и только в отдельных случаях их скопление бывало настолько значительным, что оказывало влияние на распределение фаций.

Площадное распространение биогермов свидетельствует о том, что ряд крупных положительных структур наметился уже во время осадко-накопления.

Однообразие биогермных построек всей изученной территории, за исключением самого восточного борта — зоны развития среднего рифея, говорит об единстве всей этой территории, общности тектонического развития всей площади и подтверждает правильность выделения этой площади как единой крупной структуры (Ангаро-Ленский прогиб). С другой стороны, это же однообразие биогермных построек изученной площади на протяжении всего нижнего палеозоя говорит о сравнительно близком тектоническом режиме Прибайкалья на протяжении нижнего палеозоя на всей изученной области.

Морфология биогермных построек подтверждает представление о том, что для прогиба на протяжении всего нижнего палеозоя общее погружение сопровождалось подъемами, что приводило к образованию часто повторяющихся в разрезе мелких биогермов. Это специфическое «лихорадочное» погружение особенно характерно для восточной окраины прогиба и для склонов крупных положительных структур, зарождающихся в это время.

В настоящее время тектоническая природа Ангаро-Ленского прогиба, основной структуры Прибайкалья, вызывает большие споры. Эта структура рассматривается как краевой прогиб, как перикратонное опускание, как синеклиза платформы, как область каледонской складчатости. Сравнительная характеристика биогермов Ангаро-Ленского прогиба подтверждает представления о резко выраженной специфичности этой структуры. Биогермы ее не могут быть отнесены ни к типично платформенным, ни к типично геосинклинальным образованиям нижнего палеозоя. От первых их отличает общая большая роль в объеме осадков, от

вторых — малая мощность каждой постройки, незначительное влияние их на распределение фаций, широкое площадное развитие. Все же приходится признать, что рассматриваемые биогермы ближе к платформенным образованиям, чем к геосинклинальным или к рифам настоящих краевых прогибов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дзевановский Ю. К. К открытию археоциатовых рифов на р. Алдан в Якутии.— Докл. АН СССР, 1942, 36, № 1.
- Драгунов В. И., Егоров В. Е., Штейн Л. Ф. Доверхнепалеозойские рифы и рифообразователи как показатели тектонического режима северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.— Геология и геофизика, 1963, № 1.
- Журавлева И. Т. и Зеленов К. К. Биогермы пестроцветной свиты р. Лены.— Сборник по фауне палеозоя Сибири. Тр. ПИН АН СССР, 1955, 56.
- Королюк И. К. Некоторые строматолиты кембрия Иркутского амфитеатра.— Труды Ин-та нефти, вып. 7. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Королюк И. К. Нижнекембрийские отложения р. Киренги и некоторые вопросы тектоники Прибайкалья.— Геологическое строение и нефтегазоносность Иркутского амфитеатра. М., Гостехиздат, 1960а.
- Королюк И. К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра.— Тр. Ин-та геологии и разработки горючих ископаемых АН СССР, 1960б, № 1.
- Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Маслов В. П. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири.— Проблемы палеонтологии, т. 2—3. М., Изд-во МГУ, 1937.
- Маслов В. П. Строматолиты.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 41.
- Нечаева Е. А. О некоторых формах залегания «водорослевых» доломитов среднего кембрия в Заангарье.— Докл. АН СССР, 1945, 47, № 8.
- Постников В. Г., Постникова И. Е. О возможности рифообразования в нижнекембрийских отложениях на Марковской разведочной площади (Иркутская область).— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 3.
- Пригула Ю. А. Вопросы геологии и нефтегазоносности юга Сибирской платформы.— Геол. сб. ВНИГРИ, 1958, вып. 126, № 3.
- Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины.— Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
-

Р. М. МЯННИЛЬ, Р. Э. ЭЙНАСТО  
Институт геологии АН Эстонской ССР

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ РИФОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОРДОВИКА И СИЛУРА В БАЛТИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Балтийский эпиконтинентальный бассейн, существовавший на северо-западе Русской платформы в течение всего древнего палеозоя, широко известен своими классическими, хорошо сохранившимися карбонатными отложениями и органическими остатками. С востока этот бассейн был обрамлен Фенносарматским континентом, а с запада Каледонским геосинклинальным морем. В бассейне выделяются два крупных палеогеографических региона — Прибалтийский, относительно более мелководный с почти исключительно органогенно-детритовыми карбонатными отложениями на востоке, и Скандинавский, относительно более глубоководный с преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными, отчасти красноцветными, отложениями на западе. Среди других отложений ордовика и силура этого бассейна определенное место занимают рифовые образования, для детального изучения которых в пределах бассейна имеются хорошие предпосылки: практически полные разрезы и незначительные мощности, доступность и удовлетворительная обнаженность отложений, практическое отсутствие в большинстве биогермов вторичной доломитизации, детально разработанная стратиграфия, относительно простая палеогеографическая обстановка бассейна осадконакопления и знание основных закономерностей его геологического развития (Мяньниль, 1966).

Рифовые образования Балтийского бассейна известны уже с середины прошлого столетия, причем некоторые их комплексы, особенно силурийские отложения о. Готланд, можно считать классическими.

Тем не менее к настоящему времени рифовые образования рассматриваемого бассейна в целом еще весьма слабо изучены, особенно в литолого-палеоэкологическом аспекте. Обычно их изучение в разрезах обнажений проводилось в связи со стратиграфическим и палеонтологическим изучением вмещающих отложений, в ходе которого были выявлены лишь самые общие черты их строения. Рифовая природа этих образований была установлена только по общей аналогии с таковыми из более молодых отложений других районов, а также при сравнении их с современными рифами. В отдельных участках Балтийского бассейна они были установлены в различное время, начиная от 80-х годов 19 в. до 30-х годов 20 в. (Stolpe, 1884; Nathorst, 1885; Wiman, 1898; Warburg, 1925; Sauramo, 1929; Öpik, 1934; Stein, 1937; и др.), и лишь в последние два десятилетия появились специальные статьи, посвященные рифовым образованиям

(Hadding, 1950; Jux, 1957; Rutten, 1958; и др.). Обычно они называются рифами (Hadding, 1941, 1950; Störmer, 1953; Jaanusson, 1958; и др.), а в последнее время их стали часто называть также биогермами (Rutten, 1958; Степанов, Маслов, 1953; Мянниль, 1960; и др.). Некоторые авторы пользуются и тем и другим термином (Jux, 1957; Rutten, 1958), а другие стараются быть осторожными и пользуются названием «рифоподобные образования» — reef-like formations (Thorslund, 1960).

В настоящей статье, следуя предложению Фогеля (Vogel, 1963), термины «биогермы» и «рифовые образования» употребляются в широком смысле, т. е. ими обозначаются все рифоподобные образования, независимо от того, являются они истинными рифами или нет.

Разные представления о природе этих образований обусловлены прежде всего тем, что у большинства биогермов рассматриваемого бассейна до сих пор не обнаружен основной организм-рифостроитель, образующий твердый каркас постройки. В строении этих биогермов значительное место занимает однообразный массивный скрытокристаллический известняк, часто не содержащий никаких явных скелетных остатков фауны и флоры. Рассеянно в этой основной массе могут встречаться мшанки, сифонниковые водоросли, а в силуре также кораллы и строматопороидеи, но скелеты их не образуют единой постройки. Поскольку такие образования в палеозойских карбонатных отложениях не представляют исключения, а наоборот, распространены довольно широко, то некоторые исследователи пришли к выводу, что подобные образования могут быть истолкованы не как органогенные постройки типа современных рифов, а как особые карбонатные иловые банки — carbonate mud banks; (Lees, 1961, 1964; Cotter, 1965).

С другой стороны, эти же образования имеют целый ряд признаков (характер залегания, форма, взаимоотношения с вмещающими породами и др.), совпадающих с типичными признаками органогенных построек. Действительная природа этих образований может быть выявлена только в ходе детальных исследований в будущем.

Начиная с венлока, рядом с указанными образованиями встречаются и биогермы, в которых кораллы и строматопороидеи составляют основную часть тела (слои слите на о. Готланд; атлаская пачка паадлаского горизонта на о. Сааремаа, Klaamann, 1960). Но и в этих биогермах еще строго не установлено, образуют ли скелеты указанных групп фауны прочный каркас постройки или только встречаются массами в прижизненном положении изолированно друг от друга. Из-за этого в данное время еще трудно получить какую-нибудь целостную картину строения, генезиса и развития рифовых образований Балтийского бассейна, в то время как вопросы их стратиграфической приуроченности и площадного распространения могут быть освещены уже на удовлетворительном уровне.

Наиболее древние линзовидные геологические тела, состоящие из массивного скрытокристаллического известняка и включенные в слоистые детритовые породы, известны в Балтийском бассейне из нижнеордовикского волховского горизонта района р. Волхова, где лучше всего изучен так называемый Сязский горб (Вишняков и Геккер, 1937). Эти образования в течение длительного времени возвышались над дном ордовикского моря высотой не менее 1,5 м. По составу основной породы горба и наличию в его склонах прослоев чистых детритовых известняков, сложенных почти исключительно стеблями цистоидей, а также гальками из породы горба, эти образования во многом напоминают биогермы Вазалемма, но ввиду отсутствия других веских признаков органогенного происхождения они могут быть рассмотрены лишь как проблематические

биогермоподобные образования, природа которых должна быть выявлена в ходе дальнейших исследований.

Достоверные рифовые образования в рассматриваемом бассейне известны с интервала времени от среднего ордовика (раннего карадока) до лудлова. Наиболее древние из них установлены в Емтланде (Thorslund, 1960) и по возрасту относятся, видимо, к зоне *Diplograptus multifidens* (горизонты от идавере до кейла).

К началу времени следующей, граптолитовой зоны — *Dicranograptus clingani* — рифовые образования в бассейне были уже широко распространены: биогермы этого возраста известны уже в нескольких местах

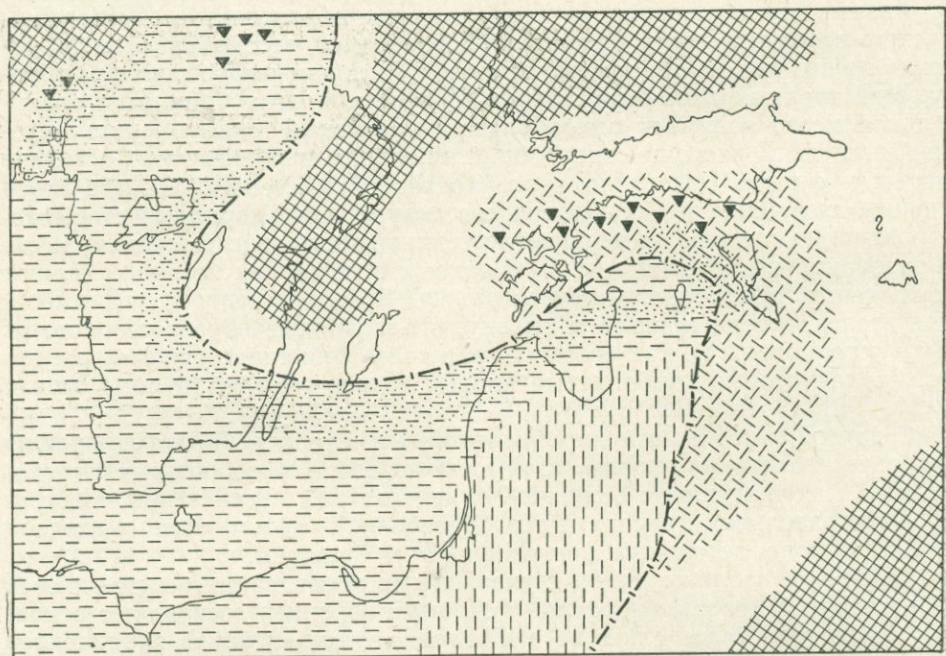


Рис. 1. Палеогеографическая схема Прибалтики и прилегающих районов в поркуниское время (поздний ашгиль).

*a* — суша; *b* — органогенно-детритовые известковые осадки; *в* — значительная примесь алевролитского и песчанистого материала; *г* — тонкозернистые известковые илы; *д* — топкие карбонатно-глинистые осадки; *е* — рифовые образования; *ж* — граница Скандинавского и Прибалтийского регионов.

грабена Осло (энкринитовый известняк района Лангесунн, известняк Мьёса), в районе оз.Сильян (известняки Куллсберг) и в северо-западной Эстонии (известняки Вазалемма).

Максимального развития эти биогермы достигли в оандуское время, а затем, видимо, перестали существовать в связи с широким развитием в бассейне топких терригенных и карбонатных илов (зоны *Pleurograptus linearis*).

Второй период интенсивного рифообразования падает на вторую половину позднего ордовика (ашгильский век), когда рифообразование возобновилось почти во всех из тех же районов (рис. 1): в районе оз. Сильян в Средней Швеции (рифовые известняки Буда), в северной и средней Эстонии (биогермы пиргуского и поркуниского горизонтов), а также в грабене Осло (рифовые известняки горизонта 5 *b*). Рифовые

образования того же периода известны также в пределах Каледонской геосинклинали на Британских островах (рифовые известняки Кейсли западной Англии и известняки Кильдер (Kildre) Ирландии).

С лландоверийского века в Балтийском бассейне известны пока лишь небольшие рифовые образования, приуроченные к северо-западным и центральным районам Эстонии (биогермы тамсалуского и райккюлаского горизонтов). Находки биогермов начального и конечного периодов данного века полностью отсутствуют. Это, видимо, снова связано с ши-

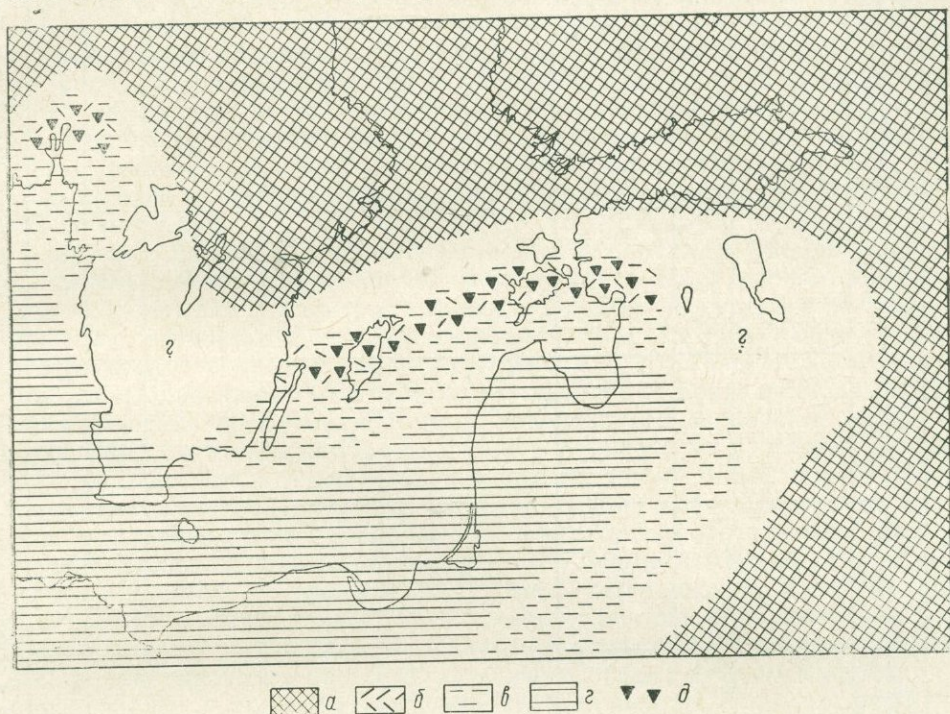


Рис. 2. Палеогеографическая схема Прибалтики и прилегающих районов в ягарахуское время (поздний венлок).

*a* — суша; *b* — органогенно-детритовые известняковые осадки; *c* — тонкие карбонатно-глинистые осадки; *d* — топкие терригенные осадки; *d* — рифовые образования.

роким развитием топких терригенных осадков в условиях трансгрессирующего моря.

Третий период интенсивного рифообразования падает на венлокский век, особенно на его вторую половину — ягарахуское время (рис. 2). В этот период в бассейне образовались наиболее крупные рифовые образования: готландские биогермы комплекса Висьбю (хёгклинт, слите, халла), ягарахуские биогермы западной Эстонии, биогермы горизонта 8с района Шиен-Лангесунн и Рингерике в грабене Осло.

Благоприятные условия рифообразования в венлокском веке не ограничивались рассматриваемым бассейном: в то же время развивались биогермы также в Подолии (биогермы мукшинского горизонта), в Англии (поздневенлокские биогермы шропшира), в Северной Америке (локпортские биогермы).

Четвертый период рифообразования падает примерно на середину раннего лудлова. К этому периоду относятся клинтебергские, хемзеские, хамраские и другие биогермы о. Готланд и паадлаские биогермы о. Саа-

Система	Ярус	Гранулитовая зона	Индекс стратиграфия	Балтийский бассейн				Период рифообразования
				Каледонская геосинклиналь Британские острова	Грабен Осло	оз.Сильян	о.Готланд	
С И Л У Р	Лудлов	<i>Monograptus leintwardimensis</i>	K <sub>4</sub>					IV
		↓	K <sub>3</sub>					
		<i>Pristiograptus vulgaris</i>	K <sub>2</sub>					
	Венлок	<i>Cyrtograptus Lundgreni</i>	J <sub>2</sub>					III
		<i>Cyrtograptus murchisoni</i>	J <sub>1</sub>					
	Лландовери	<i>Monograptus creberrimus</i>	H					
↓		B <sub>III</sub>						
<i>Akidograptus acuminatus</i>		B <sub>I</sub>						
О Р Д О В И К	Ашгилль	<i>Dicellograptus anceps</i>	F <sub>II</sub>					II
		<i>D. complanatus</i>	F <sub>Ic</sub>					
	Карадок	<i>Pleurograptus linearis</i>	F <sub>Ia</sub>					I
		↓	F <sub>Ia</sub>					
		<i>Dicranograptus clingani</i>	E					
		↓	D <sub>III</sub>					
		<i>Diplograptus multidentis</i>	D <sub>I</sub>					
		<i>Nemagraptus gracilis</i>	C <sub>III</sub>					
	Лландейло	<i>Glyptograptus teretiscubus</i>	C <sub>Ic</sub>					
	Лландвирн	<i>Didymograptus murchisoni</i>	C <sub>Ib</sub>					
<i>Didymograptus bifidus</i>		E <sub>III</sub>						
Аренит	<i>Didymograptus extensus</i>	E <sub>I</sub>						
		E <sub>I</sub>						
Тремэдэк	<i>Brugograptus</i>	A <sub>III</sub>						
	<i>Dictyonetes flabelliforme</i>	A <sub>II</sub>						

Рис. 3. Стратиграфическое распространение и основные этапы развития рифовых образований Балтийского бассейна.

ремаа, а также рифовые образования свиты *9d* грабена Осло. По интенсивности рифообразования этот период, однако, значительно уступает предыдущим.

Из приведенного обзора видно, что рифовые образования древнепалеозойского Балтийского бассейна приурочены к определенным его районам, где процесс рифообразования неоднократно возобновлялся. Такими основными районами были: 1) район Северной Прибалтики (Западная Эстония, о. Готланд), 2) район оз. Сильян и 3) западные и северные районы грабена Осло. Все эти районы в фациальном отношении представляют собой обширные относительно мелководные прибрежные участки моря с преимущественным карбонатонакоплением. В связи с этим интересно отметить, что аналогичные условия господствовали, например, и в Южной Прибалтике, но там рифовые образования пока не обнаружены. Возможно, что они там вообще отсутствуют, что может быть связано с более интенсивным приносом терригенного материала с Белорусского материка.

Во времени рифовые образования рассматриваемого бассейна не распределены равномерно, а приурочены, по имеющимся данным, довольно строго к четырем стратиграфическим уровням: к середине карадока, ашгиллю, венлоку и средней части лудлова (рис. 3). Эти времена, видимо, соответствуют периодам развития бассейна с оптимальными условиями для рифообразования. Они были отделены друг от друга периодами, когда в бассейне достигали широкого развития тонкозернистые осадки в виде граптолитовых и карбонатных илов, а также глин. Последние периоды, очевидно, представляли собой трансгрессивные моменты в развитии бассейна. Отсюда следует, что основные периоды рифообразования представляли собой его регрессивные фазы, что хорошо согласуется с регрессивной последовательностью вмещающих биогермы пород. Последняя устанавливается по кейласко-оандуским, ашгилльским и венлокским биогермам, которые, таким образом, можно считать образованиями регрессировавшего моря. Только лишь раннекарадокские биогермы Емтланда, среднелудловские биогермы островов Готланд и Сааремаа, видимо, образовались в условиях временно углублявшегося моря на фоне общей регрессии в Балтийском бассейне.

Приуроченность рифовых образований Балтоскандии преимущественно к регрессивным моментам развития водоема находит свое выражение также в общей картине распределения биогермов: в массовом виде они появляются только начиная с середины карадока, т. е. после окончания трансгрессивной фазы развития ордовикско-силурийского моря Балтоскандии, и достигают своего максимального развития в ашгилле и венлоке, когда в бассейне уже господствовали условия общей регрессии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вишняков С. Г., Геккер Р. Ф. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области.— К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова. Л.—М., 1937 (ЦНИГРИ. Глав. ред. горно-топ. и геолразв. лит.).
- Мянниль Р. Стратиграфия оандуского («вазалеммасского») горизонта.— Тр. Ин-та геологии АН Эст. ССР, 1960, 5.
- Мянниль Р. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Изд-во «Валгус», 1966.
- Степанов В. Я., Маслов В. П. Вазалеммасский облицовочный камень, его происхождение и долговечность в постройках. Вопросы петрографии и минералогии. 1953, т. 1.
- Cotter S. Waulsortian-type Carbonate Banks in the Mississippian Lodgepole Formation of Central Montana.— J. Geol., 1965, 73, № 6.

- Hadding A. The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden.—1941. VI Reef limestones. Lunds. Univ. Årsskrift, N. S., 1941, 37, № 10.
- Hadding A. Silurian reefs of Gotland.—J. Geol., 1950, 58, № 4.
- Jaanusson V. Leptaena limestone.—Lexique stratigraphique international, 1. Europe. Fasc. 2c, Suède. Paris, 1958.
- Jux U. Die Riffe Gotlands und ihre Sedimentationsräume.—Acta Univ. Stockholmiensis, Stockholm Contributions in Geology, 1957, I, pt. 4.
- Klaamann E. Paadla lademe geoloogiast avamusalal.—Eesti NSV TA Loodusuurijata Seltsi Aastaraamat, 1960, 53, köide.
- Lees A. The Waulsortian „reefs“ of Eire: a carbonate mudbank complex of Lower Carboniferous age.—J. Geol. 1961, 69, № 1.
- Lees A. The structure and origin in the Waulsortian (Lower Carboniferous) “reefs” of west-central Erie Royal Soc. (London).—Philos. Trans., Ser. B., 1964, 247, № 740.
- Nathorst A. Några ord om slipsandstenen i Dalarne.—Geol. Fören Stockholm Förhandl., 1885, 7.
- Öpik A. Über Clitamboniten.—Acta Univ. Tartu, 1934, A XXVI, 5.
- Rutten M. Detailuntersuchungen an gotländischen Riffen.—Geol. Rundschau, 1958, 47, H. 1.
- Sauramo M. Zur Kenntnis der Geologie von Worms und Nucko, Estland.—Bull. Comm. Geol. Finlande, 1929, № 87.
- Stein B. Vohilau geoloogiast.—Eesti Loodus, 1937, № 5.
- Stolpe M. Om Siljanstraktens sendstenar.—II. Geol. För. Förhandl. Stockholm, 1884, 7.
- Störmer L. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. Introduction to stratigraphy.—Norsk geol. tidsskrift, 1953, 31.
- Thorslund P. The Cambro-Silurian of Sweden.—Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. B, 1960, № 16 (Publ. Paleont. Inst. of the univ. of Uppsala).
- Vogel K. Riff, Bioherm, Biostrom-Versuch einer Begriffserklärung.—Neues Jahrbuch für Geol. Paläont. Monatsh. 1963, H. 12.
- Warburg E. The trilobites of the Leptaena limestone in Dalarne.—Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1925, 17.
- Wiman C. Über silurische Korallenriffe in Gotland.—Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1898, 3.

Э. Р. КЛААМАНН, Х. Э. НЕСТОР  
Институт геологии АН Эстонской ССР

## РОЛЬ РИФОВОЙ ФАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ФАУНЫ СТРОМАТОПОРОИДЕЙ И ТАБУЛЯТ ОРДОВИКА И СИЛУРА ЭСТОНИИ

Неоднократная смена в геологическом прошлом условий, благоприятных для возникновения органогенных построек, неблагоприятными не могла не отражаться на составе и распространении фауны, в частности таких групп, как строматопороидеи и табуляты, приуроченных к рифовым фациям. Нет сомнения, что в древнепалеозойском разрезе Эстонии, в котором биогермные породы часто встречаются, начиная с верхов среднего ордовика почти до самых верхов лудлова, многие обстоятельства в формировании фауны строматопороидей и табулят связаны именно с появлением или исчезновением рифовой фации. Установлено, что первое появление строматопороидей и табулят в среднем ордовике в разных частях Палеобалтийского бассейна точно совпадает с появлением в разрезе рифогенных пачек — известняков Мьёса и энкринитовых известняков в Норвегии и вазалеммских известняков (оандуский горизонт) в Эстонии. Резкая стенофациальность вазалеммских табулят — представителей *Eofletcheria*, *Lyopora* и *Saffordophyllum* — подчеркивается их встречаемостью исключительно только в биогермах и при этом не во всех. Табуляты заселяют лишь единичные биогермы и приурочены тогда к их самой верхней, гребневой части.

Строматопороидеи в самих вазалеммских биогермах отсутствуют. Они (представители рода *Stromatocerium*) распространяются в одновозрастных с биогермами мелководных отложениях сакусской пачки, окаймляющих полосу биогермов с юга и востока и образующих переходную зону от биогермной пачки к так называемым оандуским мергелям. В этих отложениях, в свою очередь, совсем нет табулят.

Стенофациальность — это, очевидно, характерная черта не только древнейших, среднеордовикских табулят и строматопороидей Балтоскандии. Данные из немногих районов земного шара, в которых вообще известны среднеордовикские строматопороидеи и табуляты, дают основание думать, что распространение древнейших представителей этих групп и в других областях связано только с рифовыми фациями (например, древнейшие несомненные строматопороидеи и табуляты серии Чези Северной Америки).

В значительной степени влияние рифовой фации проявляется в этапности, выявленной в формировании фауны строматопороидей и табулят Прибалтики. У обеих групп таких крупных этапов выделено четыре

Солоставление основных этапов формирования фауны строматопороидей и табулят Эстонии

Ярус	Горизонт	Индекс	Этапы формирования фауны	
			строматопороидей	табулят
S <sub>2</sub> d	Охесаарский Каугатумаский Паадлаский Каармаский	K <sub>4</sub> K <sub>3</sub> K <sub>2</sub> K <sub>1</sub>	Лудловский	Лудловский
			Венлокский	Позднелландоверийско-венлокский
S <sub>1</sub> w	Ягарахуский Яниский	I <sub>2</sub> I <sub>1</sub>		
S <sub>1</sub> п	Адавереский Райккюлаский Тамсалуский Юурусский	H G <sub>a</sub> G <sub>11</sub> G <sub>1</sub>	Лландоверийский	Раннелландоверийский
				Позднеордовикский
O <sub>3</sub> d	Поркуниский Пиргуский	F <sub>11</sub> F <sub>1c</sub>		
O <sub>3</sub> c	Вормсиский Набалаский Раквереский Оандуский	F <sub>1b</sub> F <sub>1a</sub> E D <sub>111</sub>	Ордовикский	

(Клааманн, 1962; 1965; Нестор, 1964, 1966), и по своему объему они приблизительно соответствуют векам (см. таблицу). Однако, как явствует из таблицы, эти этапы не только сами не совпадают, но их границы не всегда совпадают и с границами ярусов унифицированной стратиграфической схемы. Из этих несоответствий основными следует считать три: 1) позднее формирование типичной лудловской фауны строматопороидей; 2) более раннее появление лландоверийского комплекса строматопороидей уже в поркуниское время; 3) объединение позднелландоверийской и венлокской фауны табулят в единый крупный комплекс.

Наиболее легко найти объяснение более позднему формированию лудловского комплекса строматопороидей. В самом начале лудлова, в каармаское время, в северной части Палеобалтийского бассейна господствовали своеобразные фациальные условия, приводившие местами к формированию ненормального солевого режима (образовались эвриптеровые доломиты). Эти условия, весьма неблагоприятные для строматопороидей и табулят, сменились в паадлаское время условиями рифовой фации, в которых только сформировался типичный лудловский комплекс строматопороидей и происходило значительное обогащение фауны лудловских табулят.

Раннее появление лландоверийского комплекса строматопороидей в поркуниское время следует, вероятно, также объяснять обширным распространением рифовой фации, очень благоприятной для развития кораллов и строматопороидей. В этом убеждает тот факт, что именно в поркуниском горизонте впервые в древнепалеозойском разрезе Эстонии представители рассматриваемых групп фауны встречаются в большом изобилии. Однако изменение среды поркуниского времени в неодинаковой степени отражается на облике целентерат: у табулят как сравни-

тельно более эврифациальной группы оно проявляется только в изменении видового состава фавозитид, приобретавшего близкий к лландоверийскому комплексу облик.

Третье из отмеченных несоответствий — тесная связь позднелландоверийской и венлокской фауны табулят — объясняется, по всей вероятности, одновременным влиянием эволюционного и экологического факторов, причем руководящим из них был первый. Об этом будет сказано подробнее несколько ниже.

Ряд наблюдений отчетливо показывает, что рифовая фация явилась колыбелью новых форм, или, наоборот, областью, в которой древние формы нашли благоприятные условия для более длительного выживания. Например, представители некоторых крупных таксономических единиц строматопороидей впервые и при этом необычайно рано появляются в рифовых фациях. К таким относится древнейший представитель решетчатых строматопороидей *Plectostroma necopinatum* Nestor, появившихся в Прибалтике в раннем лландовери в рифовой фации тамсалуского времени. В других областях строматопороидеи с решетчатым строением скелета впервые появляются только в венлоке.

В райккюлаское время, также характеризующееся распространением отложений рифовой фации, берет свое начало род *Intexodictyon* — древнейший среди строматопороидей с ламинарным строением. Обычно ламинарные строматопороидеи появляются в венлоке.

Виды рода *Pachystylostroma* в лландовери представлены как в биогермах, так и вне их. Однако древнейшие представители рода известны только из биогермов поркуниского горизонта.

Примером длительного выживания древних групп могут служить некоторые элементы фауны табулят поркуниского горизонта. В рифовой фации поркуниского времени, наряду с возникшей здесь разнообразной фауной строматопороидей явно силурийского облика, сохранились и такие типичные ордовикские кораллы как *Sarcinula* и тетрадииды. И не только сохранились как реликты, но и давали еще новые формы — род *Porkunites* среди тетрадиид.

Характерная черта коралловой фауны поркуниского горизонта — одновременное наличие бесспорно ордовикских форм и фауны нового облика — безусловно, результат своеобразных условий рифовой фации. В этом обстоятельстве, видимо, и заключается одна из основных причин того, что о возрасте этого горизонта до последнего времени существуют противоречивые заключения.

Общепризнанным можно считать мнение, что фауна рифовых фаций по своему родовому и видовому составу значительно богаче и разнообразнее фауны нерифовых фаций. В определенной степени эта закономерность отражается и в распространении строматопороидей и табулят в разрезе Эстонии. Так, например, максимумы количества видов строматопороидей хорошо совпадают с распространением в разрезе отложений рифовой фации (рис. 1). При этом особенно большое количество видов в тех горизонтах, в которых выражена четкая фациальная дифференциация (тамсалуский  $G_{II}$  и паадлаский  $K_2$  горизонты).

У табулят такое совпадение отчетливо в верхнем ордовике и в некоторой мере в лудлове, но практически не проявляется в нижнем силуре (см. рис. 1). В течение лландовери количество видов табулят постоянно увеличивается, достигает своего максимума в адаверском горизонте (H) и остается еще довольно высоким в яанском ( $I_1$ ), несмотря на отсутствие в этих горизонтах биогермных отложений. Вероятно, такое явление объясняется тем, что влияние экологического фактора на формирование фауны табулят вообще меньше, чем у строматопороидей, и в на-

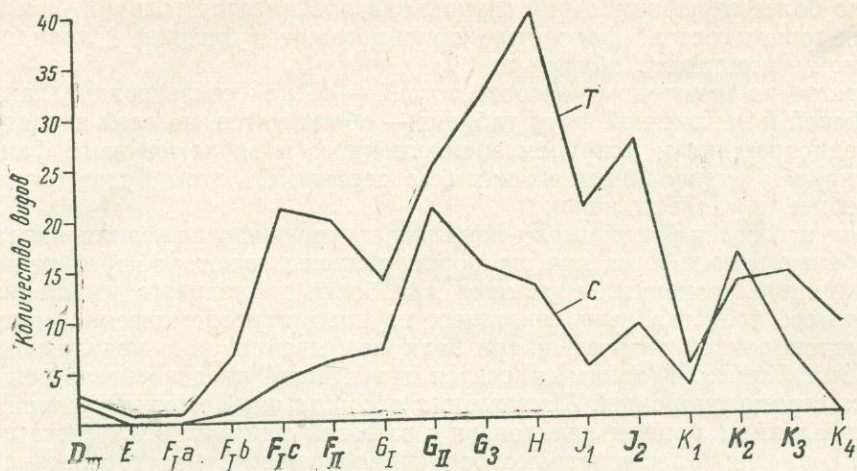


Рис. 1. Количество видов табулят *T* и строматопоронд *C* в горизонтах верхнего ордовика и силура Эстонии. В горизонтах, индексы которых написаны жирным шрифтом, представлены отложения рифовой фации.

стоящем случае имеет явно подчиненное значение по сравнению с такими, как эволюционный фактор и прохорез. Сделанный вывод тем более правдоподобен, что именно поздний лландовер и начало венлока являлись периодом наиболее оживленного разветвления филогенетического дерева табулят, и поэтому эволюционный фактор гораздо больше определил разнообразие фауны, чем экологический.

Относительное богатство фауны рифовой фации отчетливее выявляется тогда, когда мы сравниваем между собой фауны разновозрастных пачек, а разновозрастных рифовых и нерифовых фаций. В качестве примера рассмотрим распределение видов строматопоронд и табулят в пачках тамсалуского и паадлаского горизонтов (рис. 2).

Гистограммы наглядно показывают заметно большее количество видов в рифовых отложениях, чем в разновозрастных нерифовых. Однако они не в состоянии показать одно интересное обстоятельство, замеченное у эстонских биогермов: по количеству экземпляров в них нередко преобладают не специфические виды биогермов, а эврифациальные виды, наиболее многочисленные и вне биогермов. Особенно ярко проявляется это у биогермов хиллистеской пачки тамсалуского горизонта. Из строматопоронд здесь многочисленны *Clathrodictyon boreal* Riab. и *Ecclimadictyon microvesiculosum* (Riab.), из табулят — *Palaeofavosites paulus* Sok., *P. balticus* (Rukh.), *P. limbergensis* Sok., обильно встречающиеся и в остальных пачках тамсалуского горизонта, а также в подстилающем юруском и низах вышележащего райккюляского горизонтов. Таким образом, в хиллистеских биогермах главную роль играют общеизвестные руководящие виды нижнего лландовер, имеющие широкое географическое распространение.

Несколько сходная картина в биогермах паадлаского горизонта. Основные строители биогермов *Parallelostroma typicum* (Rosen) и *Densastroma podolicum* (Xav.) из строматопоронд и *Favosites pseudoforbesei* Sok., *Thecia swinderniana* (Goldf.), *Laceripora cribrosa* Eichw. из табулят — безусловно эврифациальные формы, поскольку известны из разных фаций многих районов. Но наряду с названными ви-

дами в биогермах паадлаского горизонта важное значение имеют и стенофациальные строматопороидеи *Pseudolabechia* sp., *Syringostromella borealis* (Riab.) и др. Это существенно отличная черта по сравнению с раннеландоверийскими биогермами. Руководящая роль, которую в одних биогермах играют эврифациальные виды, далеко не всегда является общим правилом.

Вполне возможны и такие случаи, когда биогермы сложены исключительно узко стенофациальными видами. Примером служат некоторые биогермы поздненелокского возраста в Яагаряху, построенные практически из колоний одного вида строматопороидей — *Actinodictyon* (?) *tenue* Nestor, не найденного нигде в других местах.

Выявление стено- и эврифациальных видов среди строматопороидей и табулят и соотношений их комплексов представляет интерес не только с палеоэкологической стороны. Знания о фациальной приуроченности отдельных видов имеют большое значение в биостратиграфическом анализе. Эврифациальные виды более ценны для стратиграфических сопоставлений как в пределах одного ограниченного района, так и межрегиональных масштабах. Стенофациальные, наоборот, нередко целесообразно элиминировать, поскольку они при большом количестве могут замаскировать истинные связи фаун, содержащихся в сопоставляемых разрезах, особенно при сопоставлении разнофациальных отложений. Например, среди строматопороидей паадлаского горизонта Эстонии и малиновецкого горизонта Подолии общих видов всего пять, или приблизительно  $\frac{1}{3}$  количества видов строматопороидей паадлаского горизонта (Нестор, 1966). Но если исключить виды, встречаемые в Эстонии только в биогермах паадлаского горизонта, количество общего элемента среди строматопороидей сопоставляемых стратиграфических подразделений значительно возрастет и корреляция станет более убедительной.

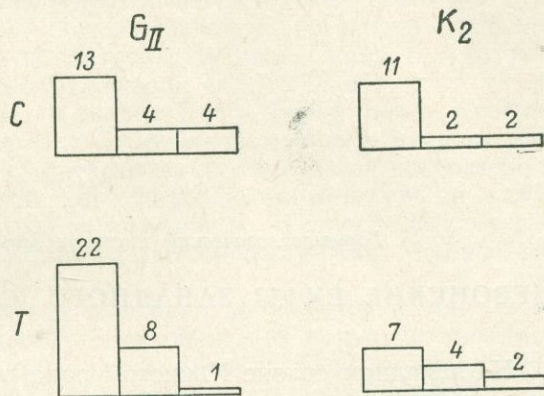


Рис. 2. Количество видов строматопороидей *C* и табулят *T* в разных парках тамсалуского  $G_{II}$  и паадлаского  $K_2$  горизонтов.

Левый столбец гистограмм — количество видов, встречающихся только в рифогенной пачке; центральный — количество видов, общих рифогенным и нерифогенным пачкам горизонта; правый — количество специфических видов нерифогенных пачек.

## ЛИТЕРАТУРА

- Клааманн Э. Р. Распространение ордовикских и силурийских табулят Эстонии (с описанием некоторых новых видов). — Тр. Ин-та геологии Эст. ССР, 1962, 10.
- Клааманн Э. Р. Биостратиграфическое расчленение ордовика и силура Прибалтики по табулятам. — Табулятоморфные кораллы ордовика и силура СССР. Тр. I Всесоюзного симпозиума по изуч. ископ. кораллов, вып. 1. М., изд-во «Наука», 1965.
- Нестор Х. Э. Строматопороидеи ордовика и ландовери Эстонии. Таллин, Изд-во Ин-та геологии АН Эст. ССР, 1964.
- Нестор Х. Э. Строматопороидеи венлока и лудлова Эстонии. Таллин, изд-во «Валгус», 1966.

С. Н. КРАУЗЕ, В. А. МАСЛОВ  
Горно-геологический институт Министерства геологии СССР (г. Уфа)

## ДЕВОНСКИЕ РИФЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

На западном склоне Южного Урала рифовые образования известны во всех трех отделах девонской системы. Наиболее широко распространены они в нижнем девоне. В среднем, а особенно в верхнем, рифы развиты значительно меньше. Современные выходы нижнедевонских рифовых известняков известны в Тирлянской синклинали, в районе г. Белорецка, а также в восточной части широтного течения р. Белой, откуда они тянутся к югу до р. Б. Ика. Такое распространение нижнедевонских рифов обусловлено главным образом палеогеографическими особенностями нижнедевонской эпохи и в меньшей мере — характером последующего геотектонического развития территории.

Нижнедевонские рифовые известняки в наиболее полных разрезах расчленены в настоящее время на жединский и кобленцкий ярусы. С лежащими ниже силурийскими терригенно-карбонатными отложениями они связаны постепенным переходом, самые нижние горизонты жединского яруса сложены слоистыми, не рифовыми известняками. Соотношение среднедевонскими отложениями, лежащими выше, более сложное, чем с подстилающими. В западных разрезах, где существовал региональный предэйфельский перерыв, среднедевонские отложения (такатинские и ваяшинские слои) залегают с размывом на рифах нижнего девона. Этот предэйфельский размыв местами нацело уничтожил всю толщу нижнедевонских отложений; в более восточных разрезах, где он не проявлялся, известняки нижнего девона постепенно переходят в среднедевонские карбонатные образования — иргизлинские слои.

Нижнедевонские рифовые известняки во всех участках их развития в целом имеют сходные литологические особенности. Они представлены главным образом светло-серыми и серыми, средне- и мелкокристаллическими массивными разностями с частыми инкрустациями. Последние иногда достигают размеров  $50 \times 60$  см. В известняках практически отсутствует терригенный материал. Нерастворимый остаток в них не превышает 0,2—0,3%.

Различные фаунистические остатки в нижнедевонских рифах распространены довольно неравномерно. Изучение аншлифов и шлифов показало, что главными пороодообразующими организмами рифов нижнего девона были водоросли, претерпевшие впоследствии значительную перекристаллизацию, что очень затрудняет их определение. Вторичная перекристаллизация в значительной мере изменила первоначальный облик известняков. Помимо водорослей, в известняках встречаются брахиопо-

ды, кораллы, птероподы, гастроподы, головоногие, криноидеи и другие, как правило, в виде линзообразных или более прихотливых по форме скоплений. Довольно часто весь комплекс фауны присутствует вместе. Мощность ракушняковых банок самая различная — от 0,5—0,7 до 2—3 м, иногда больше. Очень редко встречаются одиночные экземпляры той или иной макрофауны. Следует отметить, что чаще всего мы находили фауну в более южных участках распространения рифов — в разрезах по рр. Белой (район дер. Акбулатово), Иргизле, Сяку, Б. и М. Ику, где мощность нижедевонских отложений 600—900 м.

В более северных участках — в разрезах по р. Белой от дер. Киекбаево до дер. Ново-Субханкулово и в Белорецкой мульде — находки фауны очень редки и поэтому здесь расчленить нижний девон на подъярусы весьма трудно. В этих участках нижний девон сложен серыми микрокристаллическими, монотонными по внешнему облику известняками, интенсивно перекристаллизованными и рассланцованными. Мощность их здесь достигает 1500—1600 м.

Современные выходы рифовых массивов приурочены к зоне стыка двух крупных, древнего заложения тектонических структур западного склона Южного Урала — Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория. Такое положение рифов нижнего девона относительно указанных структур не случайно. Оно определялось теми благоприятными условиями для формирования рифов, которые возникли в зоне стыка указанных структур в начале нижедевонской эпохи.

Башкирское поднятие и примыкавшая к нему с запада обширная область на протяжении всего нижнего палеозоя представляли собой сушу, омывавшуюся с востока и юго-востока морем, которое располагалось в зоне современного Зилаирского синклинория. Эта суша длительное время была источником сноса терригенного материала для формировавшихся вблизи нее морских ордовикских и, частично, силурийских отложений, а к началу нижедевонской эпохи произошла значительная ее нивелировка, что обусловило резкое уменьшение сноса с нее обломочного материала. Одновременно с этим происходило дальнейшее погружение дна бассейна в области Зилаирского синклинория, в которое были вовлечены и прибрежные мелководные участки моря, омывающие пологую сушу Башкирского антиклинория (Краузе и Маслов, 1961). Все эти факторы вместе с благоприятной климатической обстановкой обусловили возникновение в прибрежной части нижедевонского бассейна рифов, имевших, судя по их современной конфигурации, характер барьерных рифовых сооружений.

Современные выходы барьерных рифов далеко не определяют площадь их бывшего распространения. Отсутствие их к северу от дер. Ново-Субханкулово до дер. Нижне-Серменево, а также от Белорецкой мульды до Тирлянской синклинали связано скорее всего как с предэфельским размывом, так и с современным эрозионным срезом. Однако вполне возможно, что в этих участках рифообразование в нижнем девоне и не происходило.

Приуроченность нижедевонских рифов к склону Башкирского поднятия дает некоторые основания полагать, что они не распространялись далеко на юг от зоны южного погружения этой крупной структуры. Поэтому, по всей вероятности, к югу от дер. Мурадымово (р. Б. Ик) рифы распространены на незначительное расстояние.

Характер осадков, накапливавшихся к западу и востоку от полосы рифов, не был одинаковым. К западу, в сторону суши, накапливались «предрифовые» образования, представленные слоистыми серыми и светло-серыми известняками небольшой мощности (до 250 м) с редкими лин-

зами желтовато-серых неравномернозернистых песчаников (разрезы в устье р. Ю. Узяна). К востоку, в открытом море (центральная часть Зилаирского синклинория и его восточный борт), формировались глинисто-кремнистые осадки относительно небольшой мощности (менее 170 м). Таким образом, сопоставление различного типа нижнедевонских отложений Южного Урала показывает довольно четкую дифференциацию фациальных зон, из которых наиболее характерна зона барьерных рифов, возникшая, как видно, не только благодаря специфической палеоклиматической обстановке, но и вследствие особых геотектонических условий.

Заканчивая характеристику нижнедевонских рифов западного склона Южного Урала, нельзя не упомянуть об эпигенетических доломитах, широко развитых в рифовых известняках по р. Белой от устья р. Кургаса до устья р. Ю. Узяна. Интерес к этому вопросу вызывается различным толкованием генезиса эпигенетических доломитов. Одна часть литологов полагает, что метасоматический путь образования невозможен, другая, наоборот, придает большое значение именно этому процессу.

Доломиты в рассматриваемых нами рифовых известняках залегают в виде своеобразных тел, названных нами «штоками» (Краузе и Маслов, 1959), и представлены желтовато-белыми, средне- и крупнокристаллическими разностями, обычно сильно трещиноватыми, с редкими и мелкими кавернами. Среди доломитов иногда встречаются недоломитизированные крупные членики криноидей. Другие органические остатки (мелкие членики криноидей, брахиоподы, кораллы и др.), а также инкрустационные корки обычно нацело доломитизированы. Фауна здесь аналогична органическим остаткам, заключенным во вмещающих недоломитизированных известняках.

Контакт доломитовых тел с вмещающими известняками очень четкий, резкий. В интервале 1—3 см известняк замещается доломитом, что отчетливо наблюдается в обнажениях, а также и при микроскопическом изучении пород из зоны контакта. Об этом также свидетельствуют химические анализы образцов известняка и доломита, отобранных в приконтактовой части. Указанные литологические особенности доломитов и характер залегания, несомненно, свидетельствуют об их эпигенетической метасоматической природе и образовании в результате замещения известняков. Подробно этот вопрос освещен нами в специальной статье (Краузе и Маслов, 1959).

В начале среднего девона на Южном Урале в целом сохранились те же фациальные зоны, которые существовали в нижнедевонскую эпоху. Однако предэйфельские положительные движения привели к заметному изменению условий осадконакопления. Зона рифообразования сохранилась лишь на юге, в бассейне р. М. Ика. Здесь рифогенными известняками сложена нижняя часть нижнеэйфельского подъяруса. Они представлены массивными светло-серыми мелкокристаллическими известняками с инкрустациями и с частыми линзами ракушнякав, где многочисленны брахиоподы, кораллы, гастроподы и другая фауна.

В других участках среднедевонского бассейна, на западном склоне Южного Урала в это время шло накопление преимущественно хемогенных слоистых известняков нерифогенного облика, содержащих иногда прослой грубозернистых терригенных пород (аналоги такатинских слоев — иргизлинских слоев). Иргизлинские слои связаны постепенным переходом с рифогенными известняками кобленцкого яруса. Появление терригенных пород в составе иргизлинских слоев обусловлено заметным воздыманием области Башкирского антиклинория, что, с одной стороны, привело местами почти к полному размыву предрифовых нижнедевон-

ских отложений, а также частично рифов нижнего девона, и, с другой — к накоплению субконтинентальных терригенных пород такатинских слоев. Распространение этих отложений к востоку, в сторону открытого моря, по всей вероятности, ограничивалось нижедевонскими барьерными рифами, которые к этому времени еще были положительными формами рельефа морского побережья. Однако через отдельные более размытые и потому пониженные участки рифового барьера терригенный материал выносился на восток, в сторону открытого моря, и отлагался среди карбонатных илов, соответствующих по времени накопления нижнеэйфельскому подъярусу (иргизлинские слои).

Типичные рифовые известняки в более верхних горизонтах девона известны только в верхнефранских отложениях (аскинские слои) в разрезах по р. Аскыну. Здесь обнажения рифогенных известняков располагаются по р. Аскыну, в 2—5 км выше устья р. Б. Бармы. Всю их толщу мы подразделяем на две части — нижнюю и верхнюю. Они несколько отличаются друг от друга по литологическим особенностям. Нижняя, меньшая часть, сложена незакономерно чередующимися и часто выклинивающимися линзообразными прослоями брахиоподовых, коралловых и криноидных известняков, в большинстве содержащих смешанную фауну. Линзы и линзообразные прослои, сложенные преимущественно органогенным кальцитом, чередуются с слоистыми пелитоморфно-сгустковыми, частично органогенно-детритусовыми известняками. Литологические особенности известняков нижней пачки весьма характерны для всей толщи аскинских слоев других, более южных разрезов.

Верхняя, большая часть аскинских слоев в разрезе по р. Аскыну, сложена рифогенными коралловыми известняками. Колонии кораллов, которые были здесь организмами-рифостроителями, располагаются в виде «слоев», отделенных друг от друга инкрустационными корками. Высота колоний, а следовательно и мощность слоев 25—35 см. Пачки коралловых известняков переслаиваются с органогенными и органогенно-обломочными. Общая мощность аскинских слоев в разрезе р. Аскына 150—350 м. Они прослеживаются до широтного течения р. Белой, местами замещаются своими фацциальными аналогами — теодосиевыми слоями, представленными слоистыми пелитоморфными и пелитоморфно-детритусовыми нерифогенными известняками. Во всех более южных разрезах аскинские слои имеют небольшую мощность (30—60 м), в отдельных случаях не более 1 м (разрез по р. Рязюку). Севернее р. Аскына они замещаются также теодосиевыми слоями.

Таким образом, рифогенные известняки в верхнефранское время формировались, по сути дела, только в одном пункте западного склона Южного Урала — в районе р. Аскына, у дер. Солонцы. В других районах западного склона Южного Урала в это время образовывались преимущественно хомогенные слоистые известняки с линзами ракушняка. С нашей точки зрения, данный тип известняков не является рифогенным, а представляет собой образования, возникшие на наиболее мелководных участках (отмелях) в открытом безостровном море. Более подробно этот вопрос мы рассматривали ранее в специальных статьях (Маслов, 1957, 1958, 1959).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Краузе С. Н. и Маслов В. А. Об эпигенетических доломитах в нижедевонских отложениях западного склона Южного Урала. — Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 4. Уфа, 1959 (ГИИ Баш. фил. АН СССР).
- Краузе С. Н. и Маслов В. А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа, 1961 (ГИИ Баш. фил. АН СССР).

- Маслов В. А. Литологическая характеристика и фациальные особенности мендымских отложений и их аналогов на западном склоне Южного Урала.— Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, вып. 1. Уфа, 1957 (Баш. фил. АН СССР и Баш. фил. геогр. о-ва).
- Маслов В. А. Литология и фациальная характеристика верхнедевонских карбонатных отложений западного склона Южного Урала.— Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей. Материалы научной сессии. Уфа, 1958 (ГГИ Баш. фил. АН СССР).
- Маслов В. А. Особенности условий образования верхнефранских отложений, развитых на западном склоне Ю. Урала.— Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 4. Уфа, 1959 (ГГИ Баш. фил. АН СССР).
-

В. П. ШУЙСКИЙ, В. П. МУХИНА  
*Уральское территориальное геологическое управление*

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ЛИТОЛОГИИ НИЖНЕДЕВОНСКИХ И НИЖНЕЭЙФЕЛЬСКИХ РИФОВ УРАЛА

Как известно, рифовые образования на Урале помимо верхнего палеозоя довольно широко распространены в отложениях силура и девона, но изучены последние сравнительно слабо. Большинство сведений о них отрывочны и рассеяны в обширной литературе по геологии Урала. В связи с этим назрела необходимость в их систематизации.

Органогенные постройки того или иного масштаба встречаются почти во всех ярусах среднего палеозоя. Они были особенно широко распространены в период, длившийся с позднего лудлова до раннего эйфеля включительно, и являлись существенным элементом фациально-ландшафтной картины региона (рифовые известняки этого времени по давней традиции называются на Урале герцинскими).

В предлагаемой статье приводится не претендующая на исчерпывающую полноту характеристика рифов нижнего девона и нижнего эйфеля, составленная по результатам проводимых авторами в течение ряда лет палеогеографических исследований.

### ТЕРМИНОЛОГИЯ

Отсутствие общепринятой терминологии в применении к рифам побуждает нас высказать соображения, непосредственно касающиеся сути излагаемого ниже материала.

Ископаемыми рифами мы называем сложенные массивными карбонатными породами геологические тела различного размера и формы, заключенные в слоистых осадочных или вулканогенно-осадочных толщах и в своей первооснове созданные любыми нарастающими друг на друга известквыделяющими животными или растениями. В ископаемых органогенных постройках отнюдь не всегда можно определить глубину образования, за исключением тех случаев, когда в них содержатся такие индикаторы глубины, как известковые водоросли, или наблюдается отчетливая эколого-морфологическая дифференциация, что свойственно, очевидно, лишь мелководным постройкам. Для геолога все органогенные постройки (и достигавшие и не достигавшие поверхности моря), на наш взгляд, объединяются между собой в основном, а именно — в единообразии геологической формы и генетического смысла, т. е. способа накопления карбонатного материала на дне водоема. Это отодвигает критерий

глубины как классификационный признак на второй план. Таким образом, мы не ограничиваем термин «ископаемый риф» рамками известного географического и навигационного понятия. Риф — это биогенное образование, непременно возвышающееся над смежными участками дна и приуроченное к тем или иным границам: фациальным, батиметрическим, гидродинамическим или тектоническим, что находит более или менее ясное отражение в особенностях осадков, окружающих органогенную постройку. Приуроченность рифов к таким физическим границам проводит принципиальную грань между рифовыми телами и отдельными, пусть даже крупными, колониями строматопор, кораллов и других животных или их симбиозов, которые в изобилии встречаются среди слоистых осадочных пород различного возраста. Последние обязаны своим существованием не особому стечению благоприятных внешних условий, а являясь формой жизни того или иного вида, приобретенной в процессе эволюционного развития. Это обстоятельство следует подчеркнуть в связи с необходимостью сохранения смысла понятия «риф». Нельзя назвать рифом или другим равнозначным термином любую колонию на дне моря.

Рифовые массивы сложного строения и большой протяженности или группы изолированных и полуизолированных рифов, каким-либо образом связанных между собой единством условий образования, мы называем рифовыми комплексами.

#### ПРИЗНАКИ РИФОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ

В отличие от широко известных верхнепалеозойских рифов Западного Приуралья, рифогенные известняки девона, как правило, не образуют в рельефе никаких существенных положительных орографических форм. Они бывают выражены лишь постольку, поскольку их сопровождают различные карстовые явления, зато в долинах рек часто обнажаются в виде отвесных скалистых уступов, тянувшихся на сотни метров или несколько километров, создавая своеобразный колорит многих уральских рек (рис. 1).

В условиях складчатого Урала, к сожалению, не всегда удается визуально устанавливать соотношения рифовых тел с вмещающими породами, что объясняется, с одной стороны, большими размерами их, а с другой — сложной тектоникой. Это, естественно, затрудняет решение вопроса о рифовой природе того или иного массива известняков, в связи с чем приобретает существенное значение весь комплекс литологических особенностей, характерных для рифов. Важнейшими из этих особенностей в девонских рифах являются: массивность известняков, наличие инкрустационных текстур, биоморфный<sup>1</sup> характер всей постройки или ее части (в зависимости от сложности рифа). Природа массивности рифовых известняков понятна и не требует объяснения, поэтому остановимся только на двух других признаках.

Среди рифогенных известняков девона распространены три основных типа: биоморфные, органогенно-обломочные и пелитоморфные или шламово-хемогенные. Биоморфные и органогенно-обломочные известняки представлены многими разновидностями, в том числе промежуточными, выделяющимися по составу породообразующих организмов и ее морфолого-экологическим особенностям. Независимо от состава и характера породообразователей основным типом текстур рифогенных известняков

<sup>1</sup> Биоморфными называем известняки, состоящие из органических остатков, находящихся в положении роста. В таком же значении некоторые авторы употребляют термин «биогермный известняк».

является инкрустационная, характерная для большинства рифов любого возраста и отсутствующая лишь в тех органогенных постройках, которые возводились в обстановке усиленного поступления глинистого материала.

Известно, что образование инкрустаций происходит путем отложения многослойных корок карбоната в первичных полостях биоморфных и органогенно-обломочных известняков. Вопрос о природе инкрустаций неоднократно обсуждался в зарубежной и отечественной литературе (Lecompte, 1956; Lowenstam, 1950; Philcox, 1963; Теодорович, 1950; Равикович, 1956). Впервые, по-видимому, аналогичные образования были описаны в рифовых известняках девона Бельгии Дюпонтом (Dupont, 1881), который принимал их за строматопоры и даже присвоил им особое название — *Stromatactis*. По мнению большинства исследователей, механизм образования инкрустаций целиком хемогенный, а не биогенный, к

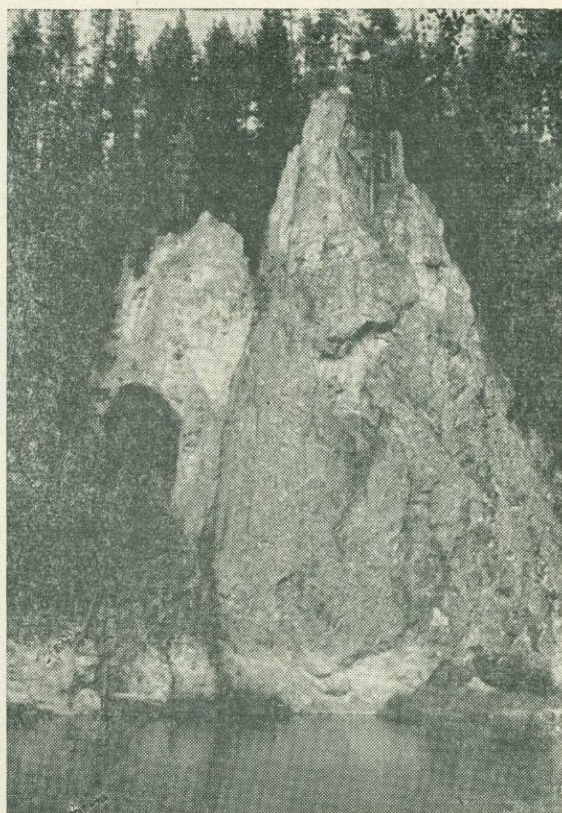


Рис. 1. Скалы рифовых известняков нижнего эйфеля. Правый берег р. Сосвы в 1 км выше устья р. Талой.

чему присоединяемся и мы (рис. 2). Чередование кальцитовых корок, наслаивающихся друг на друга, может быть вызвано различными причинами и связано с широко распространенными в природе ритмическими процессами (Григорьев, 1961). Таким ритмическим процессом является, в частности, колебание уровня морской воды в порах рифовой породы, вызванное приливами и отливами, а также прибоем. По-видимому, это наиболее частая, но не единственная причина нарастания инкрустаций, так как последние наблюдаются, правда, в меньшей степени и в слабо дифференцированных органогенных постройках, не достигавших зоны прибоя, а также в различных батиметрических зонах явно дифференцированных построек.

Если посмотреть, каков порядок заполнения минеральным веществом первичной полости в рифовом известняке, то обнаружится зональность, в целом сходная в постройках самого различного возраста. В наиболее полном виде начальному периоду заполнения первичной полости соответствует зона наростов радиально-лучистых агрегатов кальцита (рис. 3, б), возможно, являющихся псевдоморфозой по арагониту или другому лучистому минералу. Лучистые образования встречаются, кроме рифов нижнего девона и нижнего эйфеля, в рифах верхнего эйфеля (р. Тальтия), лудлова (р. Уфа в районе устья р. Мельничной) и нижней перми

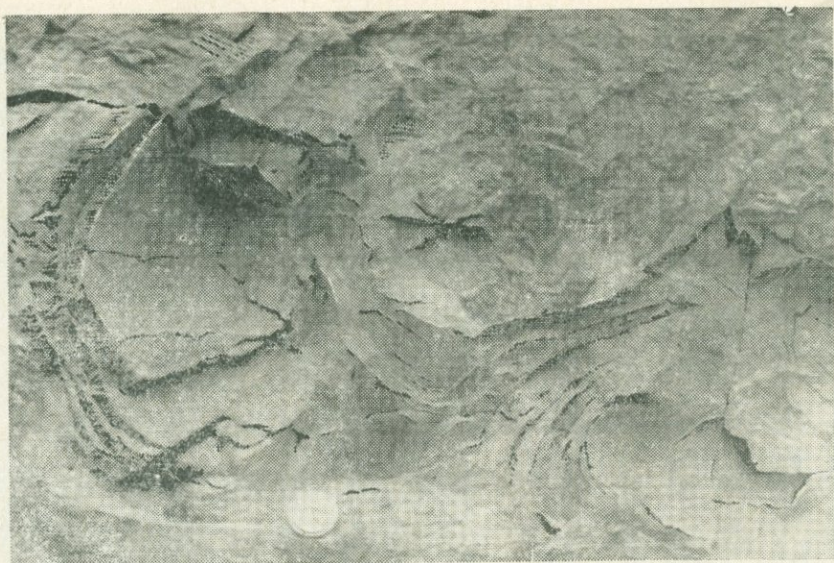


Рис. 2. Инкрустационные корки в светло-сером обломочно-биоморфном известняке кобленцкого яруса. Правый берег р. Белой у старой мельничной запруды в районе Тирлянского завода.

(р. Сылва, горы-одиночки Башкирии). Неизменяемость во времени, постоянное совместное нахождение с инкрустациями и отсутствие следов биогенной микроструктуры убеждают нас в неорганической природе этих образований. Распространены они не повсеместно, но в некоторых частях рифовых тел встречаются в большом количестве, и хотя причины локального развития, как и сам механизм их образования, недостаточно ясны,

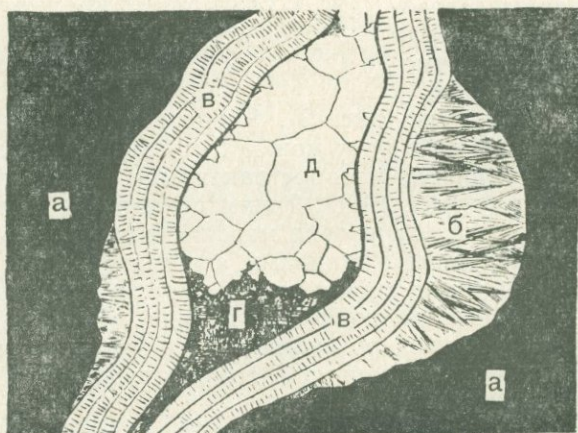


Рис. 3. Заполнение первичной полости в рифовом известняке:

*а* — рифогенный известняк; *б* — агрегаты лучистого кальцита; *в* — инкрустационные корки кальцита; *г* — кремнисто-глинистый или глинисто-карбонатный материал; *д* — крупнокристаллический белый кальцит.

чисто эмпирически они могут считаться одним из признаков рифовой природы известняка.

Второй стадии заполнения пустот соответствуют инкрустационные

корки, покрывающие все неровности стенок (см. рис. 2, 3, *в*) и состоящие из ориентированных поперек удлиненных кристаллических индивидов кальцита. Поверхности сочленения корок слегка шероховатые или зубчатые. Инкрустационные корки, во всяком случае начальные из них, образуются практически в период роста рифа, так как среди органогенно-обломочных известняков встречаются их обломки, что впервые было установлено Г. И. Теодоровичем (1950) в рифах верхнего палеозоя. Аналогичное явление наблюдалось и нами в рифогенных известняках эйфельского яруса по р. С. Тошемке.

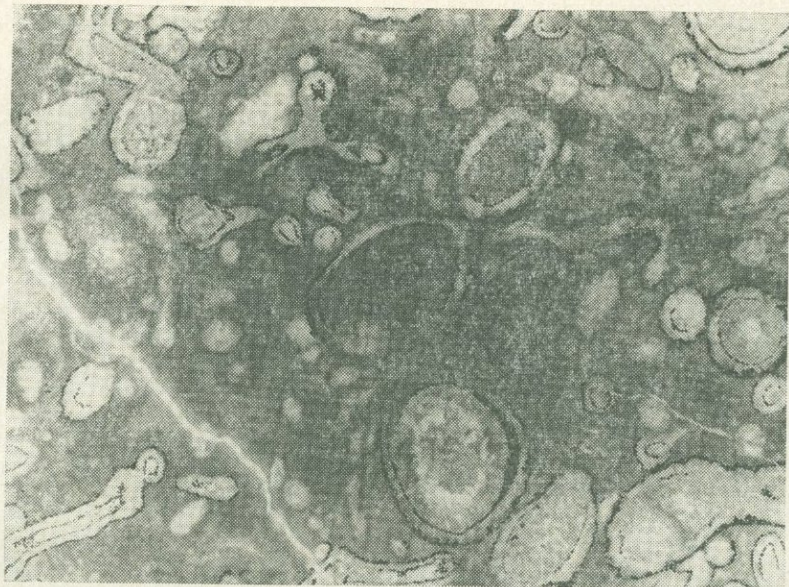


Рис. 4. Трубчатые рифостроящие известковые водоросли первого типа.  $\times 6$ .  
Нижний эйфель. Левый берег р. Каквы ниже устья ручья Пещерного.

Центральная часть полости остается зияющей или выполнена крупнокристаллическим белым кальцитом поздней генерации, кремнисто-глинистым материалом (рис. 3, *г*, *д*), нефтью и т. д. Эти образования уже нельзя связывать с ростом рифа.

При изучении ископаемых рифов одним из наиболее первоочередных является вопрос о том, какими организмами они построены или какие из них играли решающую роль в возведении той или иной органогенной постройки на дне моря. Когда речь идет о слабо дифференцированных постройках — биогермах, сложенных главным образом биоморфными породами, вопрос решается сравнительно легко. Рифостроителями в таких случаях обычно являются основные породообразующие организмы. Так, живецкие биогермы восточного склона Южного Урала построены строматопорами или строматопорами в сообществе с известковыми водорослями; верхнеэйфельские биогермы того же района строились строматопорами, тетракораллами и табулятами; нижнеэйфельские биогермы Притоболья — мшанками. Другое дело, когда речь идет о сложных дифференцированных постройках, имеющих значительную протяженность, большие мощности и пестрый литологический состав. Примером таких построек как раз и являются в значительной части рифы нижнего и среднего девона Урала.

В строении ядра девонских рифов решающая роль принадлежит известковым водорослям, которые целиком слагают гребневую часть его и участвуют в сложении биоморфно-детритусовых и органогенно-обломочных известняков пригребневой части склонов. Рифостроящие известково-выделяющие водоросли нижнего и среднего девона изучены слабо, поэтому можно говорить не столько об их биологических видах, сколько о формах нарастания, которые, однако, имеют генетическое значение, т. е. присущи рифам и могут использоваться как один из признаков рифового происхождения известняка. По нашим наблюдениям, наиболее развиты следующие разновидности водорослевых образований, принимающих участие в сложении фитогенных биоморфных и биоморфно-детритусовых известняков ядровых частей рифов.

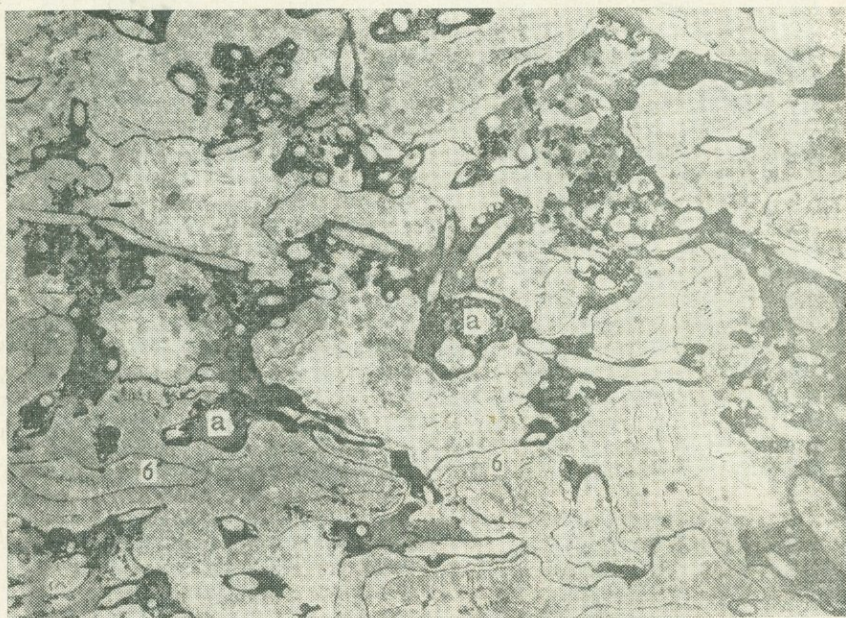


Рис. 5. Трубочатые рифостроящие известковые водоросли второго типа  $\times 5$ . Кобленцкий ярус. Правый берег р. Б. Ика выше дер. Мурадымово.  
 а — криптозернистые водорослевые наросты с осевым каналом; б — инкрустации кальцита.

1. Трубочатые образования различного диаметра (от долей миллиметра до 1—1,5 см) круглого или овального сечения (рис. 4). Трубки ветвящиеся с довольно гладкой поверхностью. Диаметр иногда заметно меняется по длине отдельной трубки. Стенки однослойные или двух-трехслойные, сложенные кристаллическим кальцитом. Поры в них отсутствуют. Толщина стенок по окружности чаще всего одинаковая, но в некоторых шлифах наблюдались резкие утоньшения или наоборот выросты булавообразной формы. По облику данные образования сходны с *Vermiporella* sp., описанной В. П. Масловым (1956) из силура Казахстана. Внутренние каналы трубок, а также промежутки между ними инкрустированы кальцитом.

2. Эпифитные формы, представленные наростами темного криптозернистого карбоната на цилиндрической основе (рис. 5). Наросты имеют толщину от долей до нескольких миллиметров. По окружности трубки толщина резко меняется. Наружная поверхность наростов очень неров-

ная со множеством выступов, а внутренняя, наоборот, гладкая. Клеточная структура в наростах отсутствует. Эти образования напоминают известные рифостроящие водоросли нижней перми, описанные В. П. Масловым (1956) под названием *Tubiphytes obscurus* Masl., от которых их отличает отсутствие ясных следов нарастания и обязательное наличие осевого канала, обычно инкрустированного кальцитом.

Водоросли двух описанных форм макроскопически выглядят почти одинаково, и в практике мы называли их просто «трубчатыми водорослями». Палеонтологическая обработка их еще не завершена, поэтому в данной статье они фигурируют под тем же чисто формальным названием.

3. Формы, образующие шишковатые или слоистые обрастания различных окаменелостей (рис. 6). Толщина наростов от долей сантиметра до 1 дм. Следы нарастания (слоевища) видны макроскопически на выветрелых поверхностях известняка. Под микроскопом они имеют кристаллическое строение. По форме роста эти образования напоминают кораллиновые водоросли, а также строматолиты. В данной статье они фигурируют под названием онколитовидных или строматолитовидных водорослей.

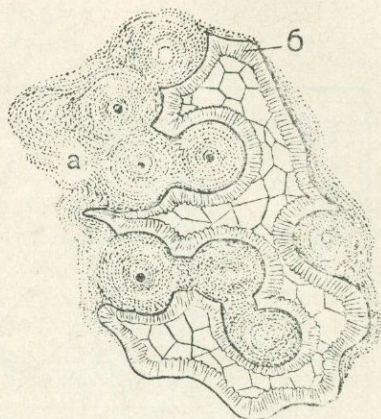


Рис. 6. Онколитовидные наросты рифостроящих известковых водорослей *a*, промежутки между которыми выполнены инкрустационным кальцитом *б*. Нат. вел. (полевая зарисовка). Кобленцкий ярус. Правый берег р. Сухой Шемахи в 1,5 км выше устья.

## ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

### НИЖНИЙ ДЕВОН

На прилагаемой палеогеографической схеме нижнедевонской эпохи (рис. 7, А) видно, что основными ландшафтными единицами, на фоне которых распределяются различные типы осадков на Урале, являются расположенная на западе обширная континентальная суша и окаймляющий ее с востока морской бассейн.

Континентальная суша охватывала тектонические структуры Башкирского поднятия, частично, Предуральского краевого прогиба и распространялась в пределы Русской платформы. Характер осадконакопления в этой области, как и ее орография, слабо изучены в связи с отсутствием достоверных фактических данных.

В зоне морских фаций на фоне в целом очень пестрой картины пространственного распределения осадков различного состава намечается группировка их по положению во внешней (миогеосинклинальной) и внутренней (эвгеосинклинальной) частях Уральской геосинклинали. К первой группе относятся отложения континентального шельфа и следующей за ним сравнительно глубоководной зоны, соответствующей современному Зилаирскому синклинию. Отложения эти характеризуются преимущественно терригенным, органогенным и хемогенным составом, а обстановка их формирования — значительной стабильностью и отсутствием заметных следов вулканизма. Ко второй группе относятся отло-

А

Б

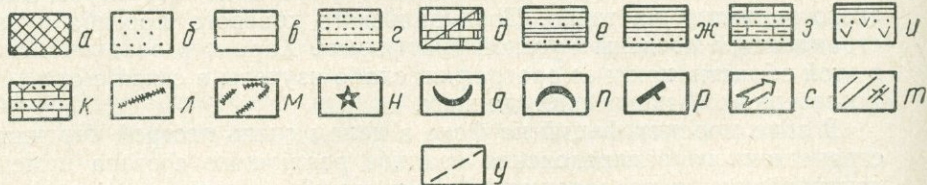
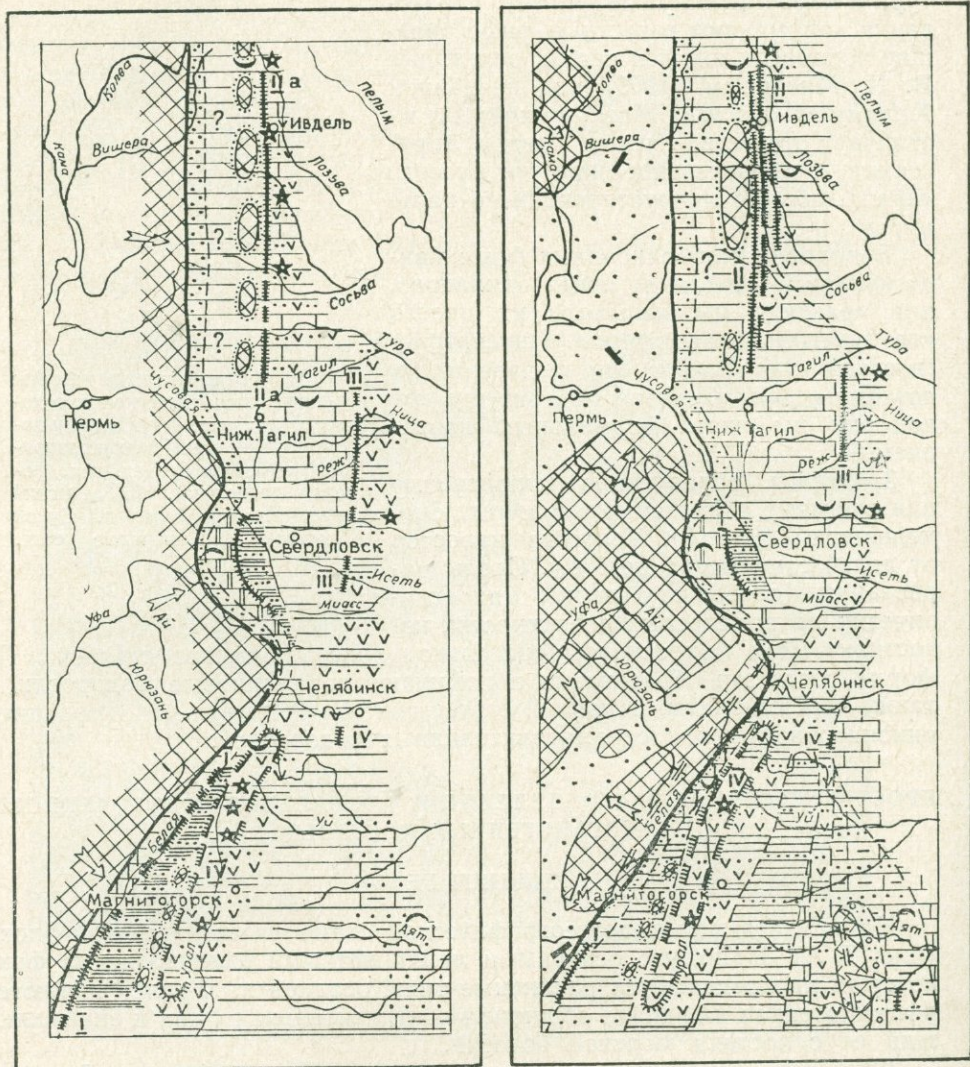


Рис. 7. Схематические литолого-палеогеографические карты Урала:

А — нижний девон, Б — нижний эйфель. Рифовый комплекс: I — Сергинско-Бельско-Икский, II — восточный склон Северного Урала, IIa — Петропавловский, III — Сиячичинско-Режевской, IV — восточный склон Южного Урала, V — Притоболье. а — суша (области размыва); б — суша (зона формирования полевощпат-кварцевых песчаников преимущественно аллювиального происхождения); в — зона распространения морских фацций; г — песчаники кварцевые прибрежно-морские (для нижнего девона — предполагаемые); д — известняки, доломиты; е — песчано-глинисто-кремнистые отложения; жс — кремни и фтаниты; з — песчаники полимиктовые и мергели; и — переслаивание вулканогенных пород с яшмами и известняками; к — переслаивание вулканогенных пород и известняков; л — рифы; м — зона распространения мелких органогенных построек (биогермов); н — вулканы; о — комплексы нормальной фауны: о — морской, п — угнетенной; р — наклон косых серий в терригенных породах; с — направление сноса обломочного материала; т — границы палеогеографических областей; у — границы литологических комплексов.

жения вулканогенного и вулканогенно-осадочного типа, распространенные на большей части восточного склона Урала и в Зауралье. Эта часть морского бассейна характеризуется всеми чертами области геосинклинального развития, т. е. разнообразным литологическим составом отложений, значительными изменениями мощностей, быстрыми фаціальными переходами и т. д.

Различия в обстановке седиментации в разных частях морского бассейна влияли на характер рифообразования, что отражалось, с одной стороны, в особенностях литологии, а с другой — в продолжительности периодов рифообразования. Образование некоторых рифов было тесно связано с предыдущей верхнелудловской эпохой, другие зародились и полностью развились и сформировались как отдельные линейные рифовые комплексы длительного существования и группы органогенных построек, объединяющиеся по признаку территориального, фациального и литологического единства только в раннем девоне. Наблюдаются следующие комплексы и группы рифов: 1) Сергинско-Бельско-Икский; 2) Петропавловский; 3) Синячихинско-Режевской; 4) органогенные постройки восточного склона Южного Урала.

Остановимся более подробно на характеристике каждого из перечисленных комплексов в отдельности.

*Сергинско-Бельско-Икский рифовый комплекс* (см. рис. 7, А, I). Располагается на западном склоне Среднего и Южного Урала и в современном виде образует несколько территориально разобщенных известняковых полей в пределах Уфимского амфитеатра и западного борта Зилаирского синклиория.

На Среднем Урале полоса рифовых известняков, начинаясь примерно от широты пос. Атига, проходит в южном направлении по долинам рр. Серги, Шемахи, Мельничной, Табуски и почти достигает широты г. Нязепетровска. После значительного перерыва известняки этого комплекса появляются на Южном Урале, в верховьях р. Белой у гг. Тирляна и Белорецка, а еще южнее — в районе широтного течения р. Белой и по рр. М. и Б. Ику. Расстояние между крайними по меридиану выходами известняков составляет не менее 500 км. Ширина полосы известняков редко превышает 1—2 км. Мощность 500—1500 м. Стратиграфия их представляется в следующем виде. На Среднем Урале в Нижне-Сергинском и Нязепетровском районах основание нижнего девона — жединский ярус — представлено толщей серых и темно-серых слоистых криноидных известняков мощностью до 100 м (Фодалевиц, 1949). Они залегают на массивных светлых рифогенных известняках лудловского яруса, а вверх по разрезу постепенно переходят в массивные рифовые известняки кобленцкого яруса. Мощность последних 500—600 м. В Тирлянской мульде, по данным А. П. Тяжевой (1956), весь разрез нижнего девона представлен рифогенными известняками, мощность которых не менее 450—500 м. Непосредственно южнее, в районе г. Белорецка, рифовые известняки также соответствуют всему нижнему девону и имеют мощность 400—500 м (Краузе, Маслов, 1961). Во всех разрезах верхнего течения р. Белой рифогенные известняки нижнего девона подстилаются слоистыми известняками и доломитами лудловского яруса верхнего силура и перекрываются слоистыми известняками среднего девона. В районе широтного течения р. Белой большая часть разреза нижнего девона складается рифогенными известняками, лишь самые низы жедина представлены слоистыми криноидными известняками (Краузе, Маслов, 1961). По р. Иргизле мощность жединских рифогенных известняков 270—300, а кобленцких 500—550 м. Таким образом, общая мощность около 800 м (М. А. Камалетдинов, Р. А. Камалетдинов, Якупов, 1958). Еще южнее по

рр. М. и Б. Ику, по данным М. А. Камалетдинова и Р. А. Камалетдинова, разрез нижней части нижнего девона не известен. Мощность известняков кобленцкого яруса по р. Б. Ику около 800—850, а по р. М. Ику 90 м. Большие колебания мощностей рифогенных известняков в значительной мере обусловлены позднейшим размывом.

Как видно на палеогеографической схеме (см. рис. 7, А), описываемый Сергинско-Бельско-Икский комплекс — типичный барьерный риф, пространственное и фаціальное положение которого целиком определяется приуроченностью к восточному краю континентального шельфа. Исходя из однообразия фациальных условий, которые существовали в шельфовой зоне, и предполагая, что по всему внешнему ее краю потенциальные условия были благоприятными для роста органогенных построек, считаем наиболее вероятным первоначальную непрерывность полосы рифов. Возможно, она продолжалась на юг, от р. Б. Ика, а также от района широтного течения р. Белой до гг. Белорецка и Тирляна и далее на север, таким образом связывая воедино современные изолированные выходы рифовых известняков. Вместе с тем, мы далеки от мысли, что риф простирался на многие сотни километров в виде сплошной известняковой стены. Естественно, в нем аналогично современным барьерным рифам наблюдались отдельные понижения и перерывы.

В связи с тем, что массивы рифовых известняков нередко ограничены по периферии тектоническими нарушениями, а внутри разбиты на блоки, имеющие различный наклон к горизонту, не все зоны рифа сохранились одинаково. Сейчас есть сведения о строении фронтальной восточной части рифа.

Гребневой фации соответствуют рассеянные по всему протяжению рифа блоки биоморфных фитогенных известняков, целиком сложенные трубчатыми водорослями, образовавшими очень тонкий каркас породы. Поскольку основную часть последней фактически составляет инкрустационный хемогенный кальцит, она отличается низким содержанием нерастворимого минерального остатка. Отличает трубчатоводорослевые известняки, кроме того, отсутствие в них какой-либо иной органики, что указывает на формирование гребня в условиях, неблагоприятных для обитания бентоса. В процессе длительного развития гребня происходило формирование рифового плато, оконтурить которое пока не представляется возможным.

Пригребневая зона рифа, располагавшаяся непосредственно к востоку от гребня и составляющая большую часть объема рифового ядра, характеризуется значительным разнообразием литологических типов, среди которых преобладают обломочно-биоморфные известняки, сложенные то обломками, то находящимися в положении роста колониями тетракораллов, табулят, криноидей, мшанок, раковин брахиопод, моллюсков и т. д., сцементированных наростами строматолитовидных водорослей, создающих, несмотря на большой процент детритусового материала, общую биоморфную структуру породы. Небольшие участки известняка нередко бывают сложены трубчатыми водорослями, а также *Lancicula*. В составе детритусового материала присутствует много обломков сифоновых водорослей. В виде обрастаний вокруг обломков фауны встречаются *Coactilum* и *Girvanella*. В пригребневой зоне несколько меньше распространены зоогенные биоморфные известняки, образованные находящимися в положении роста полипниками ругоз и табулят, реже строматопор, которые обычно обволакивают кораллы, образуя небольшие колонии пальцевидной, грушевидной и полусферической формы. Из брахиопод наиболее обычны известные рифолюбы *Karpinskya*, встречающиеся, впрочем, в большом количестве и на склонах рифа. Наблюдаются

также скопления мелких атриповидных брахиопод, захороненных на месте обитания в щелях между колониями кораллов и строматолитовидными наростами известковых водорослей. Примером отложений пригребневой зоны рифа является часть известнякового массива, прорезаемая долиной р. Сухой Шемахи.

Среди пород, соответствующих зоне склона, преобладают органогенно-обломочные разности, представленные всем гранулометрическим рядом — от тонких известковых песчаников (калькаренитов) до глыбовых



Рис.8. *Lancicula* sp. в биоморфном водорослевом известняке.  $\times 16$ . Кобленцкий ярус. Правый берег р. Серги в 3,5 км выше дер. Аракаево.

брекчий. Обломочный материал состоит из фрагментов колоний кораллов, раковин брахиопод и моллюсков, мшанок, криноидей и т. д. Чисто криноидные и полидетритусовые разности с высоким процентным содержанием скелетного материала морских лилий, несомненно, наиболее распространенная разновидность среди множества типов органогенно-обломочных известняков. В пространстве и разрезе качественный состав породообразующей органики и ее морфологические особенности заметно меняются. В отдельных пунктах в среднеобломочных известняках появляется большое количество строматопор и амфипор (район пещеры «Дружба» на Среднем Урале), которые вообще не характерны для описываемого комплекса в целом. В других пунктах среди органогенно-обломочных известняков встречается много аллотигенных глыбок нежно-розовых водорослевых известняков, сложенных остатками *Lancicula* cf. *alta* Masl. (рис. 8) или вышеописанными трубчатыми водорослями (см. рис. 4, 5). Детритусовые известняки всегда содержат то или иное количество целых брахиопод, что позволяет производить массовые замеры иловых уровней.

Для органогенно-обломочных известняков рифового склона характерна более или менее четко ориентированная текстура и сопровождающая ее грубая сортировка материала по крупности, что не меняет массивного облика пород. В качестве примера приведем порядок чередования раз-

Вещественный состав известняков Сергинско-Бельско-Икского рифового комплекса, % на высушенное при 110° С вещество

№ пробы	Местоположение	Известняк	Нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	FeO	MnO	CO <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	На сумму карбонатов			
														CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>
2029-а	Река Серга, Сухой Лог (левобережье)	Обломочно-биоморфный со строматолитовидными водорослями	0,29	0,30	53,81	0,55	0,13	Следы	43,45	96,05	—	1,10	0,20	98,56	1,19	0,25	Больше 0
2029-б	Река Серга, Сухой Лог	Глинистый доломитовый зеленоватосерый с раковистым изломом (из заполнения первичной полости в органогенно-обломочном известняке)	10,2	2,77	35,5	10,20	0,27	0,01	40,26	63,37	0,016	20,50	0,43	75,15	24,31	0,52	0,02
2036-в	Река Мельничная	Серый инкрустационной текстуры, состоящий из ланцикул	0,72	0,44	53,3	0,60	0,27	Следы	44,00	95,14	—	1,20	0,43	98,32	1,24	0,44	Больше 0
2051	Река Рассыпная	Криноидно-полидетритусовый с инкрустациями	0,32	0,40	53,10	0,89	0,20	»	44,22	94,78	—	1,78	0,32	97,83	1,81	0,36	Больше 0
2057-в	Река Сухая Шемаха	То же	0,23	0,52	53,5	0,52	0,40	»	44,11	95,50	—	1,04	0,64	98,27	1,07	0,66	Больше 0
2060-б	Река Сухая Шемаха	Обломочно-биоморфный	0,23	0,74	53,6	0,44	0,13	»	44,66	95,67	—	0,88	0,21	98,87	0,91	0,33	Больше 0
2071-е	Река Серга (пещера «Дружба»)	Светло-серый полидетритусовый с остатками амфибюр	0,31	0,46	53,20	0,81	0,34	»	45,54	94,96	—	1,63	0,55	97,75	1,69	0,56	Больше 0
2073-е	Река Беляк (левобережье р. Серги)	Доломитизированный мелкообломочный с инкрустациями	3,17	1,22	32,08	17,43	0,07	»	46,86	57,26	—	35,03	0,11	61,96	37,91	0,13	Больше 0

Примечание. Анализы сделаны в Полевой химической лаборатории Уральского территориального геологического управления.

личных литологических разновидностей, наблюдающийся на восточной стенке первого грота пещеры «Дружба», расположенной в Федотовом Логу на левобережье р. Серги. Здесь можно видеть с севера на юг и снизу вверх следующее:

1. Известняк мелкодетритусовый, светло-серый, в нижней части с амфипорами, а в верхней — с крупными одиночными ругозами, брахиоподами и вытянутыми в одном направлении уплощенными инкрустациями. Мощность около 1 м.

2. Известняк органогенный, состоящий из различно ориентированных колоний строматопор, ругоз и табулят. Размеры колоний строматопор 5—50 см. Промежутки между колониями инкрустированы кальцитом или заполнены детритусовым брахиоподово-криноидным материалом. Мощность 1,5—2 м.

3. Известняк биоморфный трубчатоводорослевый. Нижняя поверхность тела фитогенного известняка ровная, уплощенная, а верхняя — бугристая. Мощность 0,1—0,2 м.

4. Известняк криноидно-полидетритусовый. Мощность 1 м.

Замеры иловых уровней в полостях, образованных плотно сомкнутыми створками раковин брахиопод, свидетельствуют о существовании уклона плоскости седиментации. По всему левобережью р. Серги, между р. Громотухой и Федотовым Логом, наблюдается устойчивое восточное — северо-восточное падение органогенной полосчатости под углом в среднем около 60°, а иловых уровней — в том же направлении под углом 40—50°. Отсюда следует, что поверхность рифа на данном участке была наклонена к востоку или северо-востоку под углом не менее

Таблица 2

Вещественный состав известняков и доломитов фацции лагуны барьерного рифа на Среднем Урале, % на высушенное при 110° С вещество

№ пробы	Порода	Неастворо- решья остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	FeO	MnO	CO <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	На сумму карбонатов		
												CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>
2017-9	Известняк доломитовый пепельно-серый афанитовый с остракодами	3,79	1,71	48,96	2,07	0,47	Следы	41,03	87,39	4,14	0,76	94,6	4,4	1,0
2017-29	Доломит мелкокристаллический буровато-коричневого цвета с амфипорами	5,67	1,52	28,05	19,22	0,13	»	44,22	50,06	38,45	0,20	56,4	43,3	0,3
2019-г	Известняк серый тонкокристаллический детритусовый с остракодами	4,11	1,34	50,4	0,81	0,13	»	41,64	89,96	1,62	0,20	98,02	1,76	0,22
2019-д	Известняк мелкокристаллический амфиפורный	0,28	0,34	53,2	0,81	0,13	»	43,78	94,96	1,62	0,20	98,06	1,67	0,27

Примечание. Все пробы отобраны в разрезе по северному берегу Михайловского пруда. Анализы сделаны в Полевской химической лаборатории Уральского территориального геологического управления.

10—15°. Ядровая часть рифа должна была располагаться на месте долины р. Серги или ее правобережья.

Горизонтальное или почти горизонтальное положение поверхности рифа наблюдалось в средней части долины р. Сухой Шемахи, что согласуется с приуроченностью известняков в этом разрезе к пригребневой части рифа.

Удаленность барьерного рифа от источников сноса обусловила светлую окраску известняков и незначительное содержание в них терригенных примесей (табл. 1). Карбонатная часть породы состоит почти нацело из кальцита (97—98,5%). В участках эпигенетической доломитизации (проба 2073-е) содержание кальцита понижается до 24%, а доломита повышается до 75% (на сумму карбонатов:  $\text{CaCO}_3$  — 61,96,  $\text{MgCO}_3$  — 37,91%). Содержание минерального нерастворимого остатка в среднем 0,23—0,8%, в некоторых пробах до 3% и выше. Повышение содержания нерастворимого остатка в ряде случаев связано с присутствием кремнисто-глинистого материала в заполнениях первичных полостей, о которых говорилось в начале статьи (см. рис. 3). Эти заполнения в большинстве случаев, по-видимому, более позднего возраста, чем вмещающая порода, и поэтому их состав не отражает обстановки осадконакопления (например, проба 2029-а).

Отложения смежных с рифом фаций изучены в ряде пунктов западного склона Урала (фация предрифового пролива, или лагуны барьерного рифа, и фация окolorифовой впадины). Отложения предрифового пролива наиболее развиты в районе Уфимского амфитеатра, где они представлены яснослоистыми зеленовато-серыми искристыми доломитами, тонкослоистыми, иногда листоватыми глинистыми доломитизированными известняками, изредка содержащими прослойки кварцевого песчаника. Вещественный состав карбонатных пород приведен в табл. 2. Фауна в этих породах очень скудна по количеству и бедна видами. Из разных сборов здесь определены кораллы *Favosites paradoxus* Dubat., *F. ex gr. clarus* Yanet, *Striatopora* (?) aff. *tschichatschevi* Peetz., *Cylindrophyllyum* cf. *planovesiculosum* Tschern., амфипоры *Paraamphipora vesiculosa* Jav., *Amphipora intexta* Jav. и несколько видов остракод. По количеству преобладают над другими остракоды, табуляты *Striatopora* aff. *tschichatschevi* и амфипоры. Разрезы описываемых отложений известны по северному берегу Михайловского пруда, р. Уфе. Мощность их достигает 250 м.

На юге отложения предрифового пролива установлены в районе р. Южного Узьяна (Краузе, Маслов, 1961). Они представлены толщей лишенных фауны серых и светло-серых слоистых известняков с редкими линзами кварцевых песчаников. Мощность толщи 200 м. Несмотря на то, что это единственный пункт на Южном Урале, где были обнаружены предрифовые отложения, сам факт говорит об единообразии фациального профиля шельфовой зоны, существовавшего, по-видимому, на всем огромном протяжении рифа. Таким образом, предрифовый пролив, или лагуна барьерного рифа, характеризовалась бедностью органической жизни, известково-доломитовым составом осадков, значительно меньшими мощностями отложений по сравнению с зоной рифа. Специфическая обстановка осадконакопления явилась следствием, с одной стороны, мелководности лагуны, а с другой — изолированности ее от основной акватории рифовыми отмелями, что создавало соответствующий солевой и гидродинамический режим. Ширина лагуны из самых общих соображений может быть оценена в один-два десятка километров, но и то лишь сугубо условно. Назвать точные цифры трудно в связи с имеющей место на западном склоне Урала

надвиговой тектоникой, в результате которой происходит пространственное сближение фациальных зон. По той же причине остается пока не выясненным характер взаимоперехода отложений лагуны и рифа, а также строение тыловой части последнего.

Фация околорифовой впадины располагалась непосредственно с востока от рифа. Отложения ее представлены пачкой переслаивающихся глинисто-кремнистых и углистых сланцев и песчаников, объединяемых в бетринскую свиту. Она распространена вдоль восточного борта Зилаирского синклинория. Мощность ее, по данным М. А. Камалетдинова и Р. А. Камалетдинова, 60—100 м. На глубоководность условий образования указывают наличие тонкой градационной слоистости, пиритизация, отсутствие карбонатных пород и остатков бентосной фауны.

В Уфимском амфитеатре прямые данные об этом типе разреза отсутствуют, но полная аналогия фациального профиля района с более южными позволяет предполагать, что и здесь рифы в восточном направлении сменялись зоной глубоководных осадков. В настоящее время в Нижне-Сергинском районе к востоку от полосы рифовых известняков развита мощная толща бардымской свиты, слагающая меридиональный увал того же названия. Самая молодая из определенных в ней фаун относится к раннему лудлову, но, учитывая слабую изученность свиты, а также то, что литологически она сходна с бетринской, с известной долей вероятности можно предположить широкий возрастной диапазон (до нижнего девона включительно).

*Петропавловский рифовый комплекс.* Располагается на восточном склоне Северного Урала (см. рис. 7, А, IIa). Структурно он приурочен к западной части Тагильского синклинория и прослеживается с севера на юг на протяжении не менее 250 км.

Известняки нижних горизонтов комплекса, содержащие характерные виды жединских брахиопод: *Karpinskya vagranensis* Khod., *Gypidula uralotjanschanica* Khod. et M. Breiv., *Clorindina vijajica* Khod., кораллов: *Favosites verus* Yanet, *Pseudoamplexus fascicularis* Sochk. и др., известны в разрезах по правым притокам верховьев р. Лозьвы, где лучше всего обнажены по р. Вижаю ниже лесопункта 101, по рр. Сауме, Витим-ятия и Тосем-ятия. Южнее они известны на Северо-Тошемском месторождении боксита. Очень широко эти известняки распространены в Североуральском районе (петропавловская свита), являясь подошвой субровского бокситового горизонта. Комплекс фауны в них аналогичен отмеченному выше. Южнее известняки этого возраста встречаются в Карпинском районе. Они подстилаются или верхнелудловскими (тоже рифовыми известняками), или вулканогенными породами туринской свиты.

Верхняя часть разреза нижнего девона представлена также в рифовой фации. В связи с предэйфельским размывом, не только уничтожившим верхи нижнего девона, что характерно для Североуральского района, но и захватившим более низкие горизонты вплоть до верхнего лудлова, кобленцские рифогенные известняки в этой зоне распространены меньше, чем жединские. Они известны в северной части ее по рр. Сауме, С. Тошемке и Вижаю. Из характерной фауны здесь присутствуют *Atrypa sergaensis* Khod., *Pachyfavosites lucidus* Yanet, *Fasciphyllum medianum* Soshk. и др. Южнее аналогичные известняки вскрываются в разрезах по рр. Какве, Тоте и Лобве. В Североуральском районе они почти нигде не сохранились от размыва. Мощность известняков всего нижнего девона варьирует в широких пределах — 200—1500 м.

Строение Петропавловского рифового комплекса изучено недоста-

точно, несмотря на многолетние исследования его стратиграфии и тектоники, проводившиеся в связи с поисками бокситов и эксплуатацией известных бокситовых месторождений. Фациальный анализ показывает, что этот комплекс был приурочен к шельфу островной зоны, сложенной додевонскими вулканогенными и осадочными породами (Кумбинско-Кабанская фациальная зона), служившими источником бокситового материала. Большие мощности рифогенных известняков и значительная линейная выдержанность Петропавловского комплекса указывают скорее всего на барьерный характер рифа в целом, что,

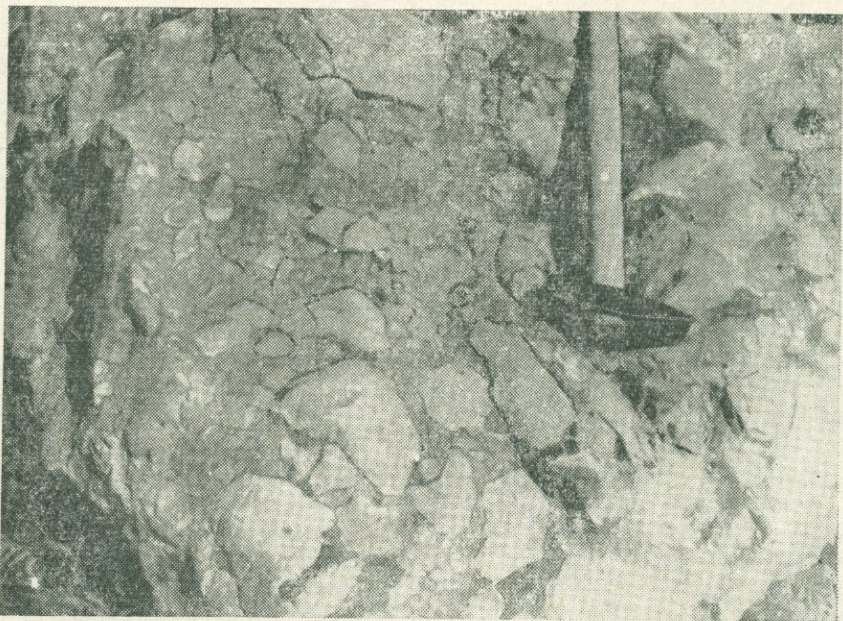


Рис. 9. Крупнообломочный рифогенный известняк. Обломки цементируются буровато-красным глинисто-карбонатным материалом. Жединский ярус. Левый берег р. Колонги под зданием бывшей церкви в г. Североуральске.

однако, пока предположение, так как отложения предрифового пролива здесь неизвестны. Переход Петропавловского рифового комплекса в пририфовые отложения, распространенные к востоку от него, хорошо видны в разрезе по р. С. Тошемке в районе лесопункта 83. Здесь в фации восточного подножия рифа наблюдается взаимное вклинивание тонкослоистых афанитовых серых шламово-детритусовых известняков с фауной тонкостворчатых брахиопод, кониконхий и фораминифер и грубообломочных известняковых брекчий, сцементированных ожелезненным глинистым материалом буровато-красного цвета. Размер обломков в брекчиях от долей сантиметра до 30—50 см. Обломочный материал совершенно не сортирован и не окатан. Мощность прослоев обломочных известняков составляет 2—8, тонкослоистых 10—20 м. По возрасту пачка переслаивания отвечает самым верхам девона и низам эйфеля. Фациальные переходы более низких горизонтов нижнего девона неизвестны.

В литологическом отношении рифогенные известняки имеют черты сходства и различия с породами описанного рифового комплекса за-

падного склона Урала. Среди известняков рифового ядра преобладают те же фитогенные биоморфные и обломочно-биоморфные типы. Отличие заключается в несколько большем разнообразии здесь порообразующей органики, в пышности развития коралловой, строматопоровой и другой фауны. Биоморфные известняки массивные, серой, светло-серой или розовой окраски с инкрустационной текстурой.

Органогенно-обломочные известняки в этом комплексе развиты в той же степени, что и в Сергинско-Бельско-Икском. Отличительной чертой их (рис. 9) являются очень часто встречающиеся разновидности розового и мясо-красного цвета. Наиболее типичные обнажения их наблюдаются в разрезах по рр. Сауме, С. Тошемке, Вижаю, а также в районе г. Североуральска по рр. Колонге и Ваграну. Органогенно-обломочная структура их отлично видна на отпрепарированных водой поверхностях. Обломочный материал в этих разновидностях в основном остроугольный, промежутки между ним нередко заполнены инкрустационными образованиями. Окраска известняков обусловлена примесью в цементе глинисто-железистого материала терригенного происхождения. Она наиболее часто сопутствует известнякам рифовых построек, располагавшимся во время формирования вблизи вулканически активных зон.

Рифогенные известняки различных типов в целом характеризуются невысоким содержанием терригенных примесей. В интенсивно окрашенном буровато-красном глинистом органогенно-обломочном известняке с р. С. Тошемки нерастворимый остаток составляет 4,2%. В его состав входят глинистое вещество, окислы железа, кварц, полевой шпат, магнетит и мартит. По данным Е. С. Гуткина (1964), в светло-серых и розовых известняках петропавловской свиты района Североуральских рудников нерастворимый остаток чаще всего равен 0,04—0,8, реже достигает 2,5%. Состав его: каолинит (25—90%), доломит, галлуазит, кварц, магнетит, серицит, марказит, органическое вещество. В конце нижнего девона рифовые фации на Северном Урале распространялись и к востоку от Петропавловского рифа, но наибольшего расцвета они достигли здесь в раннем эйфеле.

*Сняlichинско-Режевской рифовый комплекс.* Располагается на восточном склоне Среднего Урала на широте г. Свердловска, где прослеживается вдоль восточной окраины Исетско-Салдинского поднятия (см. рис. 7, А, III). Протяженность его по современным выходам известняков не менее 150 км. Ширина полосы последних не превышает 1 км. В этом комплексе наиболее низкие горизонты рифовых известняков нижнего девона установлены по р. Багаряку между деревнями Колпаково и Зотино. Здесь основание разреза слагают граптолитовые сланцы зоны *Neodiversograptus nilssoni*, выше залегают темно-серые слоистые строматопоровые и остракодовые известняки лудловского яруса. В слоях, переходных от лудлова к жедину, появляется первый биогерм мощностью около 5 м при длине 30 м (рис. 10). Он сложен светло-серыми и серыми массивными перекристаллизованными известняками инкрустационной текстуры. В них наблюдается редкая фауна *Stellodictyon rectum* (Parks), *Pachycanalicula* sp., *Tryplasma* sp. и неясные остатки известковых водорослей и фораминифер<sup>2</sup>. Известняки пририфовой фации отчетливо слоистые темно-серые криноидно-детритусовые. В них были обнаружены *Tryplasma* sp., *Favosites* sp., *Lecopilia* sp. (?) и несколько новых видов строматопор. Стратиграфически

<sup>2</sup> Фауну из наших сборов в разрезе по р. Багаряку определяли по группам: строматопоры — О. В. Богоявленская, брахиоподы — И. А. Брейвель, фораминиферы — Т. В. Пронина, кораллы ругоза — М. В. Шурыгина, табуляты — Ф. Е. Янет.

выше залегают массивные рифовые известняки мощностью не менее 100 м. В них содержится богатая фауна жединского яруса: *Squameofavosites* cf. *bohemicus* Poeta, *Pachyfavosites arboreus* Yanet (in coll.), *Taxopora alba* Yanet (in coll.), *Pseudoamplexus* cf. *fascicularis* Soshk., *Pseudomicroplasma nesterovskii* (Peetz), *Atrypa* sp., *Gypidula* sp. Макроскопически жединские известняки серые и светло-серые, участками пелитоморфные или кристаллические, белые, обломочной текстуры с инкрустациями кальцита. При микроскопическом изучении выделяются две основные разновидности известняков — микрокомковатые

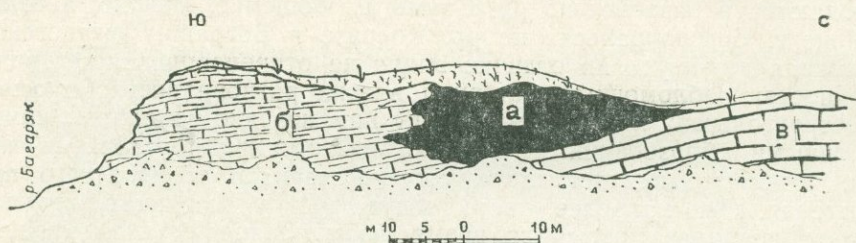


Рис. 10. Характер залегания биогерма среди слоистых известняков низов жедина (полевая зарисовка).

а — светло-серые неслоистые детритусово-биоморфные известняки с инкрустациями; б — темно-серый тонкослойный криноидно-полидетритусовый известняк; в — серый толстослойный полидетритусовый известняк. Левый берег р. Багаряка между деревнями Зотино и Колпаково.

водорослево-шламовые и биоморфные. В первой разновидности большой процент составляют узорчато распределенные угловато-округлые комки криптозернистого карбоната. Детритусовый и шламовый материал представлен члениками криноидей, остракодами, обломками кораллов. Из остатков известковых водорослей наблюдаются отдельные трубочки *Girvanella* и кустики *Solenopora* sp. Сине-зеленые водоросли типа *Girvanella* образуют также темные криптозернистые каймы вокруг органогенных остатков. Это видно по кое-где сохранившимся трубочкам гирванелл в них. Преобладающим типом цемента является инкрустационный. Биоморфные известняки образованы трубчатými водорослями. Осевой канал трубок заполнен микросгустковым материалом, содержащим иногда неопределимый органогенный шлам и обрывки *Girvanella Ducii* Wethered ( $d=16\div 24$  м). Наружные поверхности водорослевых трубок, диаметр которых обычно 0,1—0,7 см, очень часто покрыты корочками толщиной 0,1—0,2 см, образованными теми же гирванеллами. Промежутки между трубчатыми водорослями сложены криптозернистым микросгустковым материалом или инкрустированы шестоватым кальцитом. Текстуры описанных известняков обладают всеми признаками рифовой природы. Взаимоотношения рифа с отложениями смежных фаций не изучены. Верхняя часть разреза нижнего девона по р. Багаряку неизвестна.

Севернее в описываемой полосе жединские известняки имеют место только по р. Бобровке в районе дер. М. Трифоновой, где представлены слоистой толщей мощностью 100—150 м. Взаимоотношения их с залегающими выше рифовыми известняками, соответствующими верхам кобленцкого и низам эйфельского ярусов, неизвестны. Последние от р. Бобровки прослеживаются как в северном, так и в южном направлениях. Поскольку максимально они развиты в нижнем эйфеле, описание их приводится в разделе нижнеэйфельских рифовых комплексов.

*Органогенные постройки Южного Урала.* Приурочены к южной

части Магнитогорского синклинория (см. рис. 7, А, IV). Эти постройки довольно многочисленны, но плохо изучены, поэтому можно отметить лишь некоторые их особенности. Они представляют собой укороченнолинзовидные тела, располагающиеся среди вулканогенных пород ирендыкской свиты. Здесь совершенно нет линейных рифов сколько-нибудь значительного протяжения. Мощности их незначительны. Эти особенности объясняются мало благоприятными условиями рифообразования, существовавшими в тектонически весьма мобильной вулканической зоне. Органогенные постройки возникали на шельфовых площадках вулканических островов или вершинах подводных поднятий. Кратковременность их существования была целиком связана с судьбой этих островов и поднятий. Наиболее распространены биогермы переходного кобленц-эйфельского возраста.

Особняком на Южном Урале стоит рифовый массив, располагающийся южнее г. Челябинска, в районе пос. Шейно, где в известняковом карьере вскрыт разрез от верхов силура до верхнего эйфеля. Основанию нижнего девона здесь соответствуют массивные серые известняки мощностью до 100 м, содержащие остатки жединской фауны: *Favosites clarus* Yanet, *Gypidula acutolobata* Sandb., *Karpinskya fedorovi* Tschern. и др. Верхи нижнего девона в этом разрезе представлены светло-серыми массивными известняками со смешанной кобленц-эйфельской фауной. Мощность их несколько десятков метров.

#### НИЖНИЙ ЭЙФЕЛЬ

Анализ фактического материала свидетельствует о том, что в нижнем эйфеле общая конфигурация береговой линии континентальной суши, установившейся в нижнем девоне, не претерпела заметных изменений. Вместе с тем, на самом континенте в такатинское время произошла ощутимая орографическая и фациальная дифференциация. С одной стороны, выделялись возвышенные, интенсивно размывавшиеся участки, территориально соответствующие Ямантауско-Тараташскому мегаантиклинорию, Пермско-Башкирскому своду и южным окончаниям Тиманских структур. С другой стороны, наметились более низменные пространства, разделявшие эти приподнятые участки и характеризовавшиеся континентальным (главным образом, аллювиальным) осадконакоплением. Усиленный размыв и вынос кластического материала в море губительно сказался на существовании рифов, приуроченных к зоне континентального шельфа, но не оказал заметного влияния на органогенные постройки эвгеосинклинали. В нижнем эйфеле сохранились, примерно те же группы рифов, что в предыдущую эпоху. К ним добавились мшанковые органогенные постройки Притоболья. В северной части Тагило-Магнитогорского синклинория область рифовых фаций, начиная с самого конца нижнего девона, заметно расширилась к востоку от Петропавловского рифа и приобрела довольно сложное строение. В связи с этим все органогенные постройки указанного района ниже объединяются под названием рифов Северного Урала.

*Сергинско-Бельско-Икский рифовый комплекс* (см. рис. 7, Б, I). Значительная часть этого рифа в раннем эйфеле прекратила существование. В течение всего нижнего эйфеля рифы продолжали существовать только в Уфимском амфитеатре и на юге Башкирии. Обычно рифогенные известняки нижнего эйфеля известны в тех же разрезах, что и нижнедевонские, и составляют с последними единое целое, од-

нако распространение их более фрагментарно. Мощность известняков по р. Серге у пос. Атига около 100, у г. Н. Серги 150—200, по р. Шемахе также около 200 м. Самые большие мощности их установлены по р. М. Ику (500 м) и в районе устья р. Каны (600 м).

В литологическом отношении среди нижнеэйфельских известняков наблюдаются те же типы, что и в нижнем девоне с безусловным преобладанием органогенно-обломочных разностей. Некоторым отличием является большее содержание остатков строматопоровой и коралловой фауны. Основными рифообразователями оставались также трубчатые и строматолитовидные известковые водоросли. В обломочных известняках весьма существенную часть составляют обломки сифоновых водорослей. В виде обрастаний вокруг обломков встречаются остатки сине-зеленых водорослей *Coactilum* и *Girvanella*, но большого значения в сложении пород они не имеют. Среди органогенно-обломочных известняков встречаются участки микрокомковатых и детритусово-микрокомковатых разностей, образовавшихся в спокойных гидродинамических условиях в углублениях на поверхности рифа или на стороне, обращенной к лагуне.

Фациальный профиль шельфовой зоны в Нижне-Сергинском районе в течение нижнего эйфеля существенно не изменился. Отложения пролива — лагуны — оставались по-прежнему существенно доломитовыми. Примерная мощность доломитов, соответствующих нижнему эйфелю, около 50—60 м. На Южном Урале отложения предрифового пролива нигде не сохранились. Отложения зарифовой глубоководной зоны представлены здесь переслаиванием кремнистых и глинистых сланцев с кварцевыми мелкозернистыми песчаниками (куркатауская свита, по Р. А. Камалетдинову, 1960), прослеживающимися вдоль восточного крыла Зилаирского синклиория. По р. Бетре у дер. Новоусманово среди этих пород залегает известняковая линза, содержащая кобленцнижнеэйфельскую фауну, что и позволяет сопоставлять вмещающие породы с рифовыми известняками западного крыла структуры (рр. Б. и М. Ик). В пределах Уфимского амфитеатра аналоги куркатауской свиты не установлены.

*Рифы Северного Урала.* Известны на всем пространстве между реками С. Тошемкой на севере и Турой на юге (см. рис. 7, Б, II). Рифовые известняки обнажаются по берегам почти всех рек, пересекающих восточный склон Урала в широтном направлении. Ширина рифовой зоны 20—30, длина около 400 км. По сравнению с нижнедевонской эпохой, здесь намечается не одна, а три рифовых полосы или, может быть, правильнее сказать подзоны, в которых группируются рифовые массивы. Расширение области развития рифов намечается уже в конце нижнего девона, но полного завершения оно достигает в раннем эйфеле.

Западная полоса рифов совпадает по положению с Петропавловским рифовым комплексом нижнего девона и в ряде районов составляет с ним единое целое. Непрерывный разрез от нижнего девона к среднему наблюдается по р. С. Тошемке у лесопункта 83, по рр. Вижаю и Какве. На значительном протяжении известняки нижнего и среднего девона в стратиграфическом разрезе разделяются более или менее мощным горизонтом песчаников (район оз. Светлого) или бокситов (вся группа Североуральских месторождений, р. Лобва). В других разрезах нижнеэйфельские рифовые известняки с песчаниками или слюистыми известняками в основании залегают на вулканогенных или нормальноосадочных породах силура (I Юртищенское и Каменское месторождения боксита Ивдельского района, район северо-западнее

г. Карпинска, I Богословское месторождение боксита, р. Актай у дер. Дубровка, р. Винновка, район Известковского и Мостовского месторождений боксита). Это указывает на существование значительного перерыва в рифообразовании, наступившего в Петропавловской полосе на границе нижнего и среднего девона и вызванного общим восходящим движением островов Кумбинско-Кабанской зоны, на цоколе которых до этого формировались барьерные и окаймляющие рифы. Мощность нижнеэйфельских рифовых известняков в этой полосе 500—1200, чаще 400—700 м.

По типу описываемый рифовый комплекс в момент образования целиком или в преобладающей части был барьерным, что доказывает его линейностью, приуроченностью к шельфу, расположенной западнее островной зоны и, наконец, значительными мощностями отложений. Наиболее полный фаціальный профиль через барьерный риф и смежные с ним седиментационные зоны наблюдается в разрезе по р. Какве между поселками Каквой и Галкой. Рифовые известняки кобленца и нижнего эйфеля здесь обнажены по обоим берегам реки ниже и выше пос. Каквы. Литологически это светло-серые и розовые массивные водорослевые биоморфные и органогенно-обломочные породы. К западу они сменяются пачкой тонкослоистых пелитоморфных известняков, переслаивающихся с розовыми и мясо-красными обломочными разностями. Пелитоморфные известняки представляют собой клинья лагунной фации, а красные обломочные известняки — это осыпи, образовавшиеся за счет материала, смываемого с поверхности рифа. Пачка переслаивания характеризует собой подножие рифа или область, переходную между рифовым телом и располагающимся с запада проливом-лагуной барьерного рифа. В западном направлении прослой обломочных пород быстро выклиниваются, и в центральной части лагуны разрез представлен только тонкослоистыми темно-серыми глинистыми известняками с остатками птеропод и тонкостворчатых брахиопод. Еще западнее происходит замещение известняков пачкой зеленых полимиктовых песчаников, обнажающихся непосредственно выше пос. Галки по р. Галке. Таким образом, здесь наблюдается вся гамма фаций, сопутствующих барьерному рифовому комплексу (с востока на запад): собственно рифовое тело, фация, переходная между рифом и лагуной, и фация подножия, фация лагуны и, наконец, фация прибрежная, или литоральная.

Отложения лагунной фации от р. Каквы прослеживаются в северном направлении в район пос. Черноурье и болота Лихого. Центральной и восточная полосы рифов Северного Урала объединяют разобщенные органогенные постройки различных генетических типов. Рифовые известняки Центральной полосы обнажены по р. Лозье у пос. Вижая. Отсюда они тянутся через Талицкое месторождение боксита, пересекают р. Ивдель у пос. Гарцуновки, проходят через Южно-Лаксийское месторождение боксита, устье р. Ваграна, р. Какву у пос. Воронцовки и далее до р. Туры. Ширина этой полосы несколько километров, мощность известняков 300—400 м.

Восточная полоса прослеживается через Орынский увал к р. Сосьве у дер. Денежино. Она отличается невидержанностью рифовых массивов по простиранию, значительным метаморфизмом пород и сравнительно небольшими мощностями рифовых известняков (100—400 м).

Отмеченные центральная и восточная полосы рифов раннего эйфеля в своем образовании определенно связаны с зоной архипелага вулканических островов. Большая часть вулканов в этом архипелаге к раннему эйфелю прекратила свое существование как эруптивные центры,

но некоторые из них продолжали действовать, о чем свидетельствуют прослой туфов андезито-базальтового состава мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров среди известняков восточной группы бокситовых месторождений Ивдельского района (Лаксийского, Кандинского, Краснооктябрьского и Никитинского).

В литологическом отношении нижнеэйфельские рифы Северного Урала не выделяются среди прочих рифов. Они характеризуются довольно широким распространением розовых и красных разностей, особенно среди органогенно-обломочных известняков (рис. 11). Среди

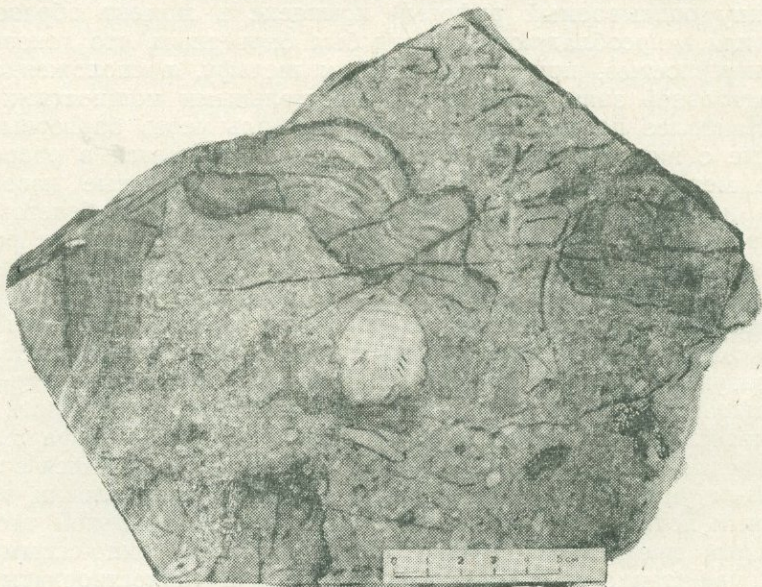


Рис. 11. Органогенно-обломочный криноидный известняк розового цвета с крупными обломками колоний строматопор. Нижний эйфель. Левый берег р. Туры в 0,5 км выше устья р. Талицы.

породообразователей важнейшее место принадлежит известковым водорослям, меньшее — кораллам, строматопорам, мшанкам и рецептакулитам.

Вещественный состав рифогенных известняков нижнего эйфеля наиболее изучен в Североуральском районе. По данным Е. С. Гуткина (1964), карбонатная часть известняков, залегающих выше субровского бокситового горизонта (горизонт  $D_2^1$  с), состоит преимущественно из кальцита. Содержание нерастворимого остатка в них 0,8—2,6%; сюда входят: каолинит (6—20%), галлуазит (10%), кварц (1—5%), пирит (20—80%), полевой шпат (5—20%), хлорит и серицит. В виде примазок по трещинам отмечается галлуазит зеленовато-серого или вишнево-красного цвета.

Фация межрифовых отложений представлена слоистыми пелитоморфными и детритусовыми известняками, а также своеобразными толщами переслаивания кремнистых туффитов и известняков, более или менее загрязненных туфогенным материалом (карбонатность, обычно, варьирует в широких пределах — от 27 до 83%). Эти слоистые отложения синхронизируются с рифами по стратиграфическим соотношениям. Прямые переходы фаций друг в друга не наблюдаются, за ис-

ключением района левобережья р. Ивделя около устья р. Тальтии, где виден переход кремнисто-известковой толщи через криноидные слоистые известняки к массивным рифовым разностям. Мощности межрифовых отложений значительно уступают мощностям рифовых известняков и изменяются от 100 (р. Лозьва) до 350 м (р. Ивдель).

Синячихинско-Режевской рифовый комплекс (см. рис. 7, Б, III). Длина по выходам на дневную поверхность около 70 км. Мощность известняков 150—300 м. Обнажения их известны по рр. Синячихе, Режу, Бобровке и отчасти Пышме западнее г. Сухого Лога. Современная протяженность этого рифового комплекса, по-видимому, не отвечает действительным его размерам. К северу от р. Синячихи известняки прослежены на 4 км и далее уходят под покров кайнозойских отложений.

Самые северные выходы рифогенных известняков этого комплекса известны по р. Синячихе западнее пос. Н. Синячихи. Известняки массивные светло-серые, белые и розовые с остатками *Fasciophyllum* ex gr. *medianum* Soshk., *F. cf. petschorense* Soshk., *F. heliaforme* Soshk., *Pseudochonophyllum pseudoheliantoides* Scher., *Camarotoechia nympha* Barr., *Wilsonella princeps* Barr., *Stropheodonta stephani* Barr., *Karpinskya conjugula* Tschern. и другой фауной, указывающей на кобленц-эйфельский возраст. По составу известняки органогенно-обломочные и биоморфные водорослевые. В составе детритусового материала их присутствуют криноидеи, брахиоподы, сифоновые водоросли *Vermiporella* sp. Цемент крустификационный. Содержание минерального нерастворимого остатка составляет всего 0,12%. В него входят гранат, эпидот, роговая обманка, лимонит, пирит, флюорит, рутил, магнетит, кварц, хлорит, полевой шпат и мусковит. Мощность известняков в этом разрезе не менее 200 м.

Южнее по р. Режу у с. Арамашево, где описываемый комплекс наиболее обнажен, среди рифогенных известняков наблюдаются те же разности, т. е. биоморфные водорослевые и органогенно-обломочные, часто розового и красного цвета. Содержание нерастворимого остатка в них колеблется в пределах 0,5—10,5%. В состав его входят каолинит, кварц, черный рудный минерал, пирит, цоизит, пироксен и ставролит.

В районе с. Покровского по р. Бобровке нижнеэйфельские отложения представлены белыми, светло-серыми и розовыми известняками. Наряду с массивными биоморфными и органогенно-обломочными разностями в этом районе локально распространены конгломератовидные известняки с полуокатанными обломками размером 5—10 см красных и розовато-белых известняков, скрепленными розовым шламово-детритусовым материалом, в изобилии содержащем известковые водоросли *Girvanella* и *Coactilum*. В обломках красных известняков количество нерастворимого остатка достигает 10,25%. В состав его входят гематит, гранат, пирит, в меньшем количестве титаномагнетит, магнетит, роговая обманка, лимонит, флюорит, сфен, циркон, рутил. В розовато-белых известняках нерастворимого остатка значительно меньше (1,98%). Состав его аналогичен предыдущему. Белые массивные обломочно-биоморфные известняки, составляющие ядровую часть рифа, характеризуются очень богатой фауной брахиопод и кораллов нижнего эйфеля. Содержание нерастворимого остатка в них не превышает 0,11%. Состав его по существу ничем не отличается от состава остатка красных и розовых известняков.

Выше отмечалось, что описываемый рифовый комплекс окаймляет с востока Исетско-Салдинское поднятие. Восточнее его в раннеэйфельское время располагалась активная вулканическая зона, служившая

питающей провинцией, близостью которой, по-видимому, объясняется наличие в составе нерастворимого остатка известняков некоторых устойчивых минералов. Соотношения между рифовыми известняками и вулканогенными породами наблюдаются в разрезе по р. Режу в районе дер. Косяково и отчасти по р. Пышме и ее притоку речке Шате. Предполагается, что западнее рифа в пределах Исетско-Салдинского поднятия в нижнем эйфеле происходило накопление маломощных, вероятно, карбонатных отложений, впоследствии подвергшихся полной денудации.

*Органогенные постройки Южного Урала* (см. рис. 7, Б, IV). Более или менее изометричны в плане и литологически несколько отличаются от описанных выше рифов. Примером является рифовый массив, расположенный южнее г. Челябинска в окрестностях дер. Шеино. Как уже говорилось, здесь наблюдается мощный разрез рифовых известняков, начинающийся от лудлова и кончающийся нижним эйфелем. Известняки, содержащие кобленц-эйфельскую фауну, имеют мощность около 300 м. Это массивные светло-серые породы по составу, главным образом, кораллово-строматопоровые. Остатков известковых водорослей среди них не обнаружено. Среди известняков наблюдаются гнездообразные включения буровато-красного цвета. Содержание нерастворимого остатка в последних достигает 5,3%. Состоит он из глинистого матриала и гидрогематита.

Другим примером может служить известняковый рифовый массив, заключенный среди вулканогенных пород ирендыкской свиты и обнажающийся у западного подножия хр. Узун-Кыр вблизи тракта Верхнеуральск — Белорецк. Мощность известняков этого массива около 100 м, протяженность 500 м. Литологически он представлен массивными белыми мраморизованными известняками, которые сложены колониями табулят и строматопор. Широко развиты инкрустации. Органогенно-обломочные разности известняков не отмечены. Южнее этого пункта, в районе оз. Ускуль, в известняках того же горизонта содержится богатая фауна кобленцкого и низов эйфельского ярусов.

Небольшие рифовые тела линзообразной формы мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров довольно многочисленны среди вулканогенных пород ирендыкской и карамалыташской свит в области Магнитогорского погружения.

*Рифы Притоболья.* Занимают особое место среди прочих органогенных построек Уральского морского бассейна нижнесреднедевонского времени. Это небольшие, размером 10—20 м, почти изометрические в плане тела мощностью 4—5 м. Они залегают среди мергелей, глинистых сланцев и алевролитов и по внешнему виду кажутся чужеродными включениями в них. Два таких небольших рифовых массива, обнажающихся на правом берегу р. Тобола выше пос. Прохоровки, в свое время были описаны Н. Л. Бубличенко (1948) как глыбы мергелей «тектонически зажатые в глинистых сланцах». В действительности это не глыбы, а мшанковые биогермы, построенные фенестеллидами: *Semicoscinium* cf. *ubensis* Nekh., *Fenestella* sp., *Hemitrypa* sp., массивными колониями циклостомат *Fistulipora* sp. и трепостомат *Anomalotoechus* sp. пов. Литологически биогермы представляют собой сильно глинистые известняки или мергели зеленовато-серого и пепельного-серого цвета массивного сложения. Нерастворимый остаток в них достигает 40—50% и состоит почти нацело из каолинита.

Известняк по природе биоморфный. Каркас его образован мшанками, находящимися в положении роста. Между ними наблюдаются остатки разнообразных организмов: брахиопод, криноидей, пелеципод, гастропод, трилобитов и т. д. Высокий процент нерастворимого остат-

ка объясняется тем, что все промежутки между остатками органики заполнены глинистым материалом. Инкрустации, обычно повышающие карбонатность пород рифовых построек, здесь совершенно отсутствуют.

Общий состав органических остатков в биогермах следующий: мшанки (5 видов) — *Semicoscinium* cf. *ubensis* Nekh., *Fenestella* sp., *Hemitrypa* sp., *Fistulipora* sp., *Anomalotoechus* sp., брахиоподы (15 видов) — *Parmorthis fraudulosa* Bubl., *Gypidula* sp., *Stropheodonta torva* Bubl., *Chonetes similaciaformis* Bubl., *Ch. embryo* Barr., *Uncinulus* (?) *piger* Bubl., *Atrypa aspera* Schloth., *A. perpera* Bubl., *Carinatina plana* Kays., *Spirifer* (*Acrospirifer*?) cf. *gerolsteinensis* Stein., *Sp. (Eoreiticularia) turbidus* Bubl., *Sp. (Acanthospira?) aculeatus* Schnurr, *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Nucleospira* sp., *Delthyris aculeatus* Schnurr; кораллы (2 вида) — *Calceola sandalina* (mut.) *sandalina* L., *Charactophyllum tobolicum* Degt.; трилобиты (3 вида) — *Calymen* sp., *Phacops* sp., *Aulacopleurina* aff. *peltata* Novak. Криноидеи, пелециподы и гастроподы не определялись. Из остатков флоры наиболее распространены оогонии *Sicidium* харовых водорослей (вегетативные части хар не обнаружены, поэтому роль их в построении биогермов неизвестна).

Вмещающими породами являются глинистые и известково-глинистые (мергелистые) сланцы, содержащие горизонты сидеритовых и известковистых конкреций. В сланцах примерно тот же комплекс фауны, что и в рифах, но здесь он заметно обеднен и рассеян. В виде тонких линзочек наблюдаются скопления створок брахиопод одного-двух видов, образующих на поверхности наслоения черепитчатые перекрытия. Интересно, что такого же рода скопления брахиопод в виде микробанок наблюдаются в основании описываемых биогермов. Для примера приводим один из разрезов, наблюдавшийся в месте перехода от подстилающих сланцев к биогерму. Снизу вверх следуют:

- 1) глинистый сланец зеленовато-бурого цвета с редкими остатками брахиопод, мощность 2 м;
- 2) известняк глинистый светло-серый псевдооолитового строения, состоящий из *Sicidium* (оогониев харовых водорослей), верхняя часть слоя толщиной в 2 см состоит из плотно уложенных брахиопод *Atrypa* sp. и *Parmorthis* sp., мощность 7 см;
- 3) мергель зеленовато-серый, содержащий большое количество мшанок типа *Fenestella* и брахиопод, мощность 20 см;
- 4) известняк сильно глинистый биоморфный брахиоподово-мшанковый, мощность 3 м.

Нижняя поверхность рифа слабо выпуклая. Биогермы имеют укороченно-линзовидную форму. Вмещающие сланцы как бы облекают их со всех сторон. Судя по положению менисков иловых заполнений внутренних полостей брахиопод, которые, хотя и редко, но можно найти, рифовые тела залегают совершенно согласно с вмещающими сланцами. Органогенно-обломочные породы вокруг и внутри этих биогермов отсутствуют, что свидетельствует о застойном режиме бассейна, в котором рифы формировались, или о достаточно большой глубине.

Мшанковые биогермы Притоболья представляют собой образования, в общем не характерные для девона Урала как в литологическом отношении, так и по составу рифообразователей. Н. Л. Бубличенко (1948), анализируя комплексы фауны (главным образом, брахиопод) в эйфельских песчано-сланцевых отложениях Тоболо-Аятского района, пришел к выводу, что они содержат значительный уральский элемент, в связи с чем были названы им уральской фацией девона в Казахстане. Если взять за основу литологический признак, то эти песчано-

сланцевые отложения вместе с заключенными в них биогермами с тем же правом можно было бы назвать казахстанской фацией девона в Уральском море.

## ВЫВОДЫ

1. В нижнем девоне на Урале рифовые фации были развиты как во внешней (миогеосинклинальной), так и внутренней (эвгеосинклинальной) зонах геосинклинали. К первой приурочен Сергинско-Бельско-Икский рифовый комплекс, представляющий часть барьерного рифа, протягивавшегося вдоль всего Западного Урала от Южной Башкирии до Новой Земли. Ко второй зоне приурочены Петропавловский и Сиячихинско-Режевской линейные рифовые комплексы, а также серия мелких рифовых тел (биогермов), распространенных, главным образом, в южной части Тагило-Магнитогорского синклинория.

2. В нижнем эйфеле происходят некоторые изменения в палеогеографическом распределении рифовых фаций. Сергинско-Бельско-Икский комплекс приобретает реликтовый характер. На Северном Урале (в северной части Тагило-Магнитогорского синклинория), наоборот, наблюдается дальнейшее расширение рифовой области, наметившееся еще в конце нижнего девона. Полного развития достигает Сиячихинско-Режевской комплекс. На Южном Урале характер рифообразования остается таким же, как в нижнем девоне. В Притоболье появляются своеобразные мшанковые биогермы.

3. По внутреннему строению рифы нижнего девона и нижнего эйфеля подразделяются на два типа — простые слабо дифференцированные укороченно-линзовидные тела ограниченных размеров и мощные линейные комплексы регионального масштаба, характеризующиеся сложной эколого-морфологической зональностью и в связи с этим пестрым литологическим составом. Простые рифовые тела целиком или в большей части сложены биоморфными (строматопоровыми, кораллово-строматопоровыми, мшанковыми и т. д.) или обломочно-биоморфными породами, в которых известковые водоросли отсутствуют или играют незначительную роль. В сложных рифах выделяются отложения ядра и склонов. Ядро состоит из гребня, образованного трубчатыми известковыми водорослями, и пригребневой части, сложенной фитогенными биоморфными и обломочно-биоморфными известняками, богатыми разнообразной фауной. Отложения склонов представлены исключительно органо-генно-обломочными известняками ориентированной текстуры со следами сортировки обломочного материала. Для рифов, приуроченных к зонам вулканизма, очень характерны розовые и мясо-красные разновидности известняков.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бубличенко Н. Л. Уральская фация девона в Казахстане. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1948, вып. 9.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1961.
- Гуткин Е. С. Карбонатные вмещающие толщи Петропавловского бассейна и их связь с бокситами. — Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. III. Бокситы. Тр. Ин-та геологии УФАН СССР, 1964, вып. 64.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Якупов И. А. Жединский ярус на западном склоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1958, 122, № 5.
- Камалетдинов Р. А. Возраст и стратиграфия зилаирской серии на западном склоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1960, 132, № 6.

- Краузе С. Н., Маслов В. А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа, 1961 (Баш. фил. АН СССР).
- Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 160.
- Равикович А. И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя бассейна Верхней Печоры (р. Унья). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31 (2).
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Тяжева А. П. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений р. Юрюзани и верховьев р. Белой (Южный Урал). Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Ходалевич А. Н. К стратиграфии силурийских и девонских карбонатных образований западного склона Среднего Урала. — Сов. геология, 1949, № 39.
- Dupont E. Sur l'origine des calcaires Devoniens de la Belgique.— Acid, royal sci. Belg., ser. 3, 1881, 2.
- Lecompte M. Quelques precisions sur le phenomene recifal dans le devonien de l'Ardenne et sur le rithme sedimentaire dans lequel il s'integre.— Inst royal des sci. natur. Belg. Bull., 1956, 32, № 21.
- Lowenstam H. A. Niagaran reefs of the Great lakes area.— J. Geol., 1950, 58, № 4.
- Philcox M. E. Banded calcite mudstone in the lower Carboniferous „reef“ knolls of the Dublin basin, Ireland.— J. Sediment. Petr., 1963, 33, № 4.
-

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Р. А. КАМАЛЕТДИНОВ  
Стерлитамакская геологопоисковая контора, Уфимский нефтяной  
научно-исследовательский институт

## СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГЕРЦИНСКИХ РИФОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

В 1957—1964 гг. мы проводили полевые геологические исследования в зоне распространения герцинских рифогенных известняков силуро-девонского возраста на западном склоне Южного и Среднего Урала. Кроме того, очень интересные и важные данные получены в результате бурения Мурадымовской скв. 12 в бассейне р. Б. Ика. Анализ полученного за последние годы фактического материала позволяет, на наш взгляд, более обоснованно расшифровывать геологическое строение полосы развития герцинских известняков западного склона Урала и вновь ставить вопрос о возможности во многих разрезах их аллохтонного залегания.

Герцинские известняки девона и верхнего силура на западном склоне Урала распространены значительно. Выходы их известны на Полярном, Северном и Среднем Урале. На Южном Урале они с небольшими перерывами прослеживаются от Тирлянской мульды и г. Белорецка до среднего течения р. Б. Ика, где восточнее дер. Мурадымово известняки эти образуют живописные скальные обнажения.

Стратиграфия выведенных на поверхность пород в бассейне р. Б. Ика описана в работах ряда авторов (Л. С. Либрович, Д. Г. Ожиганов, Я. Я. Вецлер, Б. М. Келлер, А. К. Крылова, А. П. Тяжева, К. И. Адрианова, Н. Я. Спаский, М. А. Камалетдинов, Р. А. Камалетдинов и др.). На правом берегу названной реки в известняковом массиве установлены все три отдела девонской системы. На левом берегу рифовый массив погружается под терригенные отложения зилаирской серии под углами 35—40° (рис. 1).

С целью изучения строения герцинских рифовых известняков и их взаимоотношения с вмещающими породами на правом берегу р. Б. Ика, в 2 км восточнее дер. Мурадымово заложена скв. 12 с проектной глубиной 2500 м (рис. 2). Скважина забурилась в известняках эйфельского яруса среднего девона, непосредственно ниже пачки песчано-глинистых пород мурадымовской свиты. Эти известняки западнее скважины образуют скальные выходы, содержащие богатую ассоциацию кораллов, брахиопод и остракод: *Stenophyllum* ex gr. *gorskyi* Bulv., *Stromatopora* sp., *Gypidula ivdelensis* Khod., *G. juno* Khod., *Conchidiella* ex gr. *rossica* Khod., *Camarotoechia nimpha* Barr., *Atrypa kolymensis* Nal., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Reversocypris reversa* Pol., *Bairdio-*

*supric* aff. *karcevae* Pol., *Microcheilinea* aff. *cordonica* Pol. и др. Рифогенные известняки девона были пройдены скв. 12 до глубины 430 м. Ниже под ними вскрыты терригенные флишиодные породы среднего карбона, представленные переслаивающимися аргиллитами, полимиктовыми алевролитами, песчаниками и, реже, мергелями и органогенно-обломочными известняками, а также конгломерато-брекчиями с обломками до 1,5 см. В разрезе существенно преобладают аргиллиты и алевролиты. Эта толща, вскрытая в интервале глубин 430—2400 м (забой на декабрь 1965 г.) в редких прослоях известняков, охарактеризована фораминиферами верхней части среднего карбона.

А. Я. Виссарионова в интервалах 666—667 м; 1150,7—1151,7; 1236,5—1237,9; 1307,4—1308,7; 1408—1409,5 м определила: *Pseudostaffella* ex. gr. *gorskyi* Dutk., *Ps.* aff. *gorskyi* Dutk., *Ps. antiqua* Dutk., *Eostaffella postmosquensis* Raus., *E.* aff. *pseudostrovei* Raus., *Tuberitina maljavkini* Mikh., многочисленные *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theod. и другие формы, характеризующие средний карбон. В ядрах видно, что породы среднего карбона в большинстве случаев имеют крутое падение, от 25—30° до 80—85°, в аргиллитах часто наблюдаются зеркала скольжений и интенсивная трещиноватость. Разрез скважины хорошо сопоставляется с разрезом терригенного среднего карбона, развитого на поверхности к юго-западу от дер. Мурадымово, где его полная мощность не превышает 900—1000 м. Большой интервал вскрытия среднекаменноугольных пород в скважине, по-видимому, объясняется крутым залеганием пластов и, возможно, присутствием внутрiformационных надвигов. Таким образом, бурение скв. 12 показало, что девонский рифовый массив в районе дер. Мурадымово надвинут с востока на породы среднего карбона. Западнее скв. 12 надвиг выступает на дневную поверхность и отчетливо прослеживается в северном направлении до рр. Сяка, М. Ика и далее на север.

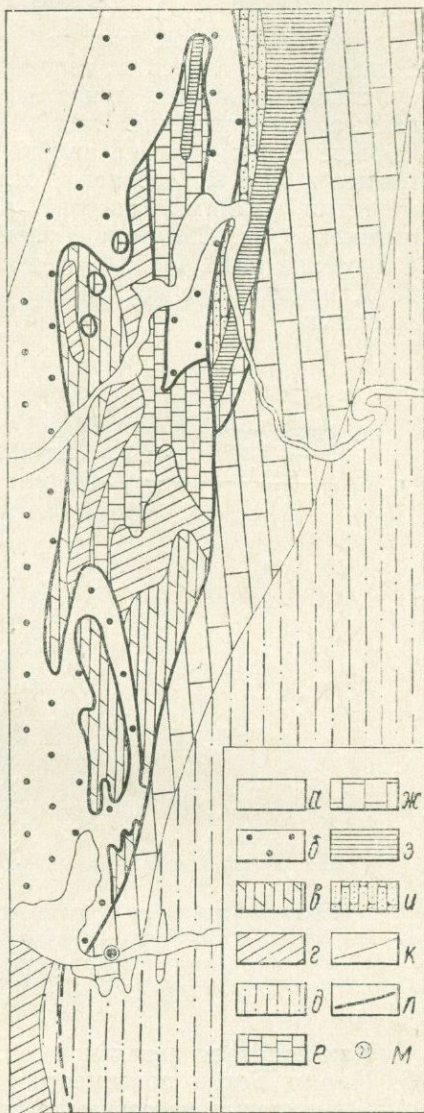


Рис. 1. Геологическая схема между-речья Б. Ика и М. Ика

а — четвертичные отложения; б — средний карбон (песчаники, аргиллиты); в — нижний карбон, визейский ярус (известняки, аргиллиты); г — туронский ярус (силициты, известняки); д — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская серия (аргиллиты, песчаники); е — верхний и средний отделы девона нерасчлененные (известняки, внизу — песчаники); ж — девонские (герцинские) рифогенные известняки; з — силурийские глинистые сланцы и доломиты; и — верхний ордовик (кварцевые песчаники); к — геологические границы; л — тектонические контакты; м — скважина глубокого структурно-поискового бурения.

В бассейне р. М. Ика наблюдается сближение трех разнофациальных разрезов девонских отложений (М. А. Камалетдинов, Р. А. Камалетдинов, 1961). Восточный разрез сложен рифовыми известняками большой мощности, включающими все три отдела девонской системы. Западнее, отделяясь надвигом, располагается разрез, представленный субплатформенными фациями. В основании его располагаются терригенные ваяштинские слои эйфельского яруса среднего девона, залегающие с разрывом на силурийских известняках и доломитах. Еще западнее в 3—4 км девонские отложения представлены типично платформенными фациями, широко развитыми на структурах Башкирского антиклинория. Сближение разнофациальных разрезов, наблюдающееся в бассейне р. М. Ика, свидетельствует о существовании здесь не менее двух, надвинутых друг на друга чешуй, сложенных девонскими отложениями.

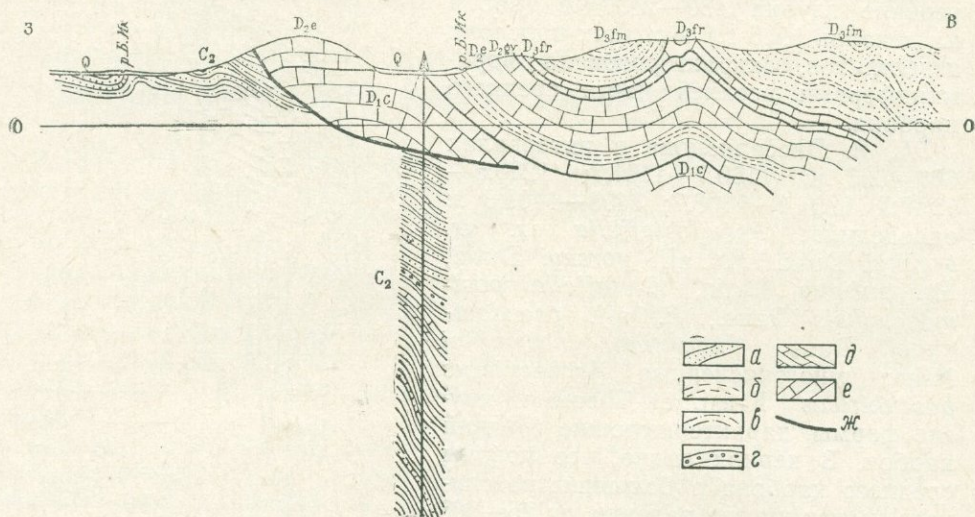


Рис. 2. Геологический разрез по р. Б. Ику, восточнее дер. Мурадымово.  
 а — песчаники; б — аргиллиты; в — алевролиты; г — конгломерато-брекчии; д — мергели; е — известняки; ж — линия тектонического контакта.

Как показало детальное геологическое картирование, на междуречье Б. Ика и Белой повсеместно вдоль западной границы распространения герцинских известняков отчетливо устанавливается надвиг, из-под которого выступают средне- и нижнекаменноугольные, а местами средне- и верхнедевонские отложения. На р. М. Ике и севернее в надвиге участвуют также силурийские и ордовикские породы. На левом берегу, западнее основного надвига, наблюдаются изолированные выходы девонских известняков, залегающих в форме клиппов среди средне- и нижнекаменноугольных отложений.

Интересные данные, объясняющие условия залегания герцинских известняков, получены нами в процессе детальных исследований в южной части Уфимского амфитеатра. Здесь, западнее г. Нязепетровска, с давних пор известны скальные выходы известняков и доломитов силуру-девонского возраста, обнажающиеся вдоль выемки ж. д. Бакал — Чусовская и по берегам р. Уфы (рис. 3). Считалось, что пласты здесь находятся в моноклинальном залегании, и лишь Г. А. Смирновым были

установлены выходы среднедевонских известняков среди поля распространения пород верхнего силура.

Обнажающиеся здесь герцинские известняки прослеживаются на север непрерывной полосой субмеридионального простирания до Нижне-Сергинского завода. На юге и на западе они резко обрываются, контактируя в одних местах с известняками нижнего карбона, в других — с флишеидными породами среднего карбона, развитыми здесь на широкой площади.

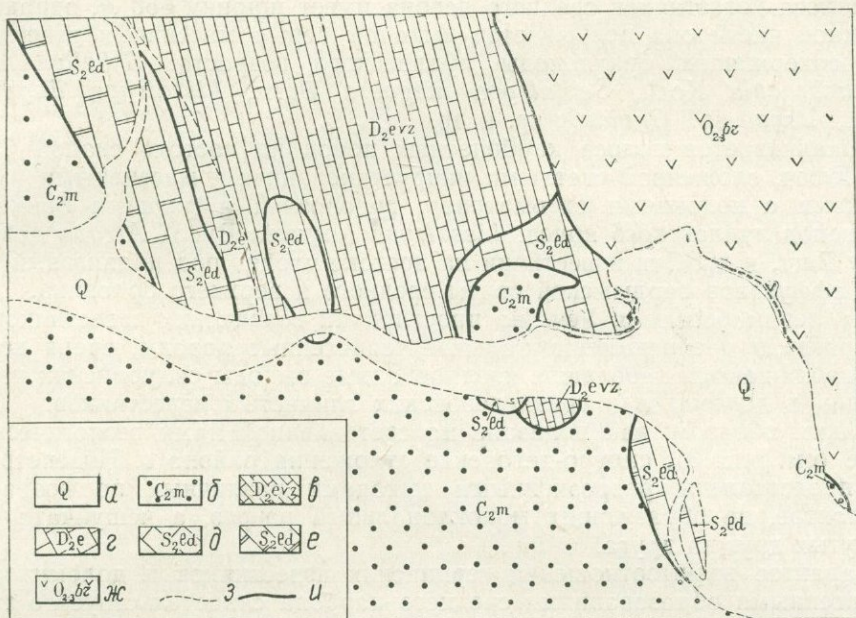


Рис. 3. Геологическая схема бассейна р. Уфы на участке между скалой Серпентный ключ и устьем р. Кабанки.

*a* — четвертичные отложения; *б* — средний карбон, московский ярус, сергинская свита (полмикитовые песчаники, алевролиты и аргиллиты); *в* — средний девон, эйфельский ярус, вязовские слои (глинистые известняки); *г* — средний девон, рифогенные известняки эйфельского яруса; *д* — верхний силур, лудловский ярус (светлые рифогенные известняки); *е* — лудловский ярус (массивные доломиты); *ж* — средний и верхний ордовик, бардымская свита (кремнистые и туфогенные сланцы, кварциты, диабазы, перидотиты); *з* — геологические границы; *и* — тектонические контакты.

Сборы фауны, которые мы провели в карбонатных породах правобережья р. Уфы, показали, что при продвижении с запада на восток здесь вскрываются различные горизонты силура и девона, не представляющие нормального последовательного разреза, как предполагалось ранее. Самые древние, фаунистически охарактеризованные отложения, по-видимому, обнажены у устья р. Кабанки, в карьерах для добычи камня. Здесь наблюдаются серые брекчиевидные известняки с брахиоподами лудловского яруса, скорее верхней его части: *Eospirifer isbitensis* Tschern., *Camarotoechia cf. ivdeli* Khod., *C. ex gr. nimpha* Barr., *Atrypa granulifera* Barr., *Septatrypa thetis* Khod., *Atrypinella biloba* Khod., *Schellwienella sp.* и др. Непосредственно восточнее этих выходов на протяжении 400 м обнажаются светло-серые массивные доломиты с редкими криноидеями. Возраст аналогичных доломитов в более северных районах (рр. Табушка, Шемаха, ручей Мельничный) на основании их

стратиграфического положения датируется верхним лудловом. К востоку доломиты сменяются светлыми массивными известняками с фауной среднего девона: *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schm. и *Megalodon* sp. Еще восточнее следуют темно-серые глинистые известняки, содержащие богатую ассоциацию среднедевонских, эйфельских остракод<sup>1</sup>: *Aparchitellina domratchevi* Pol., *A. glabra* Rozhd., *Chapmanites jurjusanicus* Rozhd., *Gravia vjasovskiana* Rozhd., *Knoxiella inserica* Pol., *Primitiopsella miranda* (Pol.), *Leperditellina abunda* Pol., *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schm. и др.

Полоса известняков среднего девона имеет ширину 550 м, однако в западной части она прерывается выходом серых массивных известняков, содержащих брахиоподы лудловского возраста: *Schellwienella praeumbracula* Kozl., *Septatrypa megaera* Barr., *Lissatrypa linguata* Buch., *Atrypa* sp., *Gypidula* sp. и др.

Заканчивается полоса карбонатных пород на востоке скалой Серный Ключ, сложенной светлыми инкрустированными массивными известняками с колониями строматопор, водорослей и редкими банками брахиопод лудловского яруса: *Lissatrypa linguata* Buch., *Atrypa granulifera* Barr. и др. Эти известняки на востоке уходят под надвиговой покров эффузивов бардымской свиты среднего и верхнего ордовика.

На левом берегу р. Уфы на простирании герцинских известняков к югу развиты среднекаменноугольные терригенные породы, среди которых наблюдаются небольшие изолированные выходы силурийских известняков и доломитов и среднедевонских глинистых известняков.

Таким образом, как показано на составленной нами геологической карте (см. рис. 3), силуро-девонские отложения района г. Нязепетровска представлены разрозненными выходами различных по возрасту горизонтов, не образующих моноклиналильный разрез, а чешуйчато надринутых друг на друга.

Характер взаимоотношения герцинских известняков и доломитов с терригенными образованиями среднего карбона свидетельствует о том, что первые надвинуты на толщу каменноугольного возраста. Одно из несомненных доказательств аллохтонного залегания герцинских известняков — клин терригенного среднего карбона, заходящий в полосу карбонатных пород с юга и представляющий собой поднадвиговую толщу, обнаженную в современном эрозионном срезе. Интересно отметить, что по свидетельству Г. Н. Фредерикса (1927), в своих дневниках Ф. Н. Чернышев указывает на аллохтонный характер залегания герцинских известняков Уфимского амфитеатра по р. Уфе, в районе г. Нязепетровска и у устья р. Табуски.

Севернее указанных пунктов, у пос. Шемахи, надвиг силурийских пород на образования среднего карбона устанавливается также довольно отчетливо. Аргиллиты и алевролиты сергинской свиты (С<sub>2</sub>т) здесь падают на восток под венлокские известняки и песчаники под углами 35—40°.

Есть указания ряда авторов на то, что далее на север герцинские известняки контактируют с более молодыми породами также по надвигу. Следовательно, описываемый надвиг является региональным, имеющим протяженность свыше 100 км.

Как известно, вопрос о строении и происхождении герцинских рифов западного склона Урала — один из наиболее сложных и до сих пор остро дискуссионных. Некоторые исследователи, изучавшие герцинские рифы Урала в 30-х годах нашего столетия считали их аллохтонными образованиями. Касаясь геологического строения западного склона

<sup>1</sup> Определил В. Ф. Логвин.

Южного Урала, А. А. Блохин (1932), например, писал, что «перенесение нижнедевонских герцинских известняков, развитых в восточной, аллохтонной части нашего района, в нормальный разрез западного склона Южного Урала, как это делалось до сих пор, нам кажется неправильным, основанным лишь на недостаточной изученности геологического строения Ю. Урала».

О. Ф. Нейман-Пермякова (1940) считала, что в районе Нижне-Сергинского курорта имеется две чешуи, из которых верхняя, сложенная кремнистыми сланцами нижнего силура, образует водораздельные пространства, а нижняя, сложенная герцинскими известняками ( $S_2-D_1$ ) — понижения рельефа. Обе чешуи надвинуты на галогенные образования кунгура, из которых, по мнению автора, и происходит Нижне-Сергинский минеральный источник. При этом она отмечает, что ближайшие выходы кунгурского яруса на дневную поверхность располагаются в 30—35 км западнее.

Е. А. Кузнецов (1937) отмечал, что «...комплекс от верхнего силура до карбона, развитый между ж. д. станциями Бисерть и Дружинино, отчасти представляет систему складок, отчасти же неправильное чередование различных возрастных отложений. Так, около разъезда Солдатка по железной дороге развиты известняки верхнего девона с *Hypothyridina cuboides*, тогда как в непосредственной близости отсюда — по р. Атигу — известняки и доломиты верхнего силура. Такие отношения вместе с падением артинских образований как на западе, так и на востоке под девонские делают вероятным залегание всего комплекса на артинских отложениях в шарьированном состоянии» (стр. 645). Об аллохтонном залегании герцинских известняков на западном склоне Урала говорили также Г. Н. Фредерикс, А. Д. Архангельский и др. Однако эти представления не нашли широкого распространения среди геологов, и большинство авторов в более поздних работах рассматривают герцинские рифы как образовавшиеся на месте их современного распространения. Между тем, результаты последних исследований свидетельствуют о том, что герцинские известняки в ряде мест оказываются надвинутыми на более молодые отложения и слагают аллохтонную часть разреза.

Разумеется, говоря об аллохтонном залегании герцинских известняков в изученных нами разрезах, а также в разрезах, описанных прежними авторами, у нас нет оснований считать, что эти образования претерпели грандиозные, около сотен километров, перемещения, как это полагал, например, Г. Н. Фредерикс. В настоящее время на западном склоне Урала можно считать установленными надвиги с амплитудой лишь до 15—20 км. Следует заметить также, что из-за недостатка фактического материала пока невозможно сколько-нибудь определенно судить о размерах горизонтальных перемещений герцинских известняков, вопрос этот все еще остается открытым.

Интересные данные, позволяющие сделать некоторые предположения, получены в результате бурения профиля глубоких скважин на Южном Урале, в долине р. М. Сурени, южнее Мурадымовского рифа (М. А. Камалетдинов, 1965). Оказалось, что здесь терригенные отложения зилаирской серии верхнего девона — нижнего карбона надвинуты на породы среднего карбона. Причем, разрез среднего карбона поднадвига, вскрытый разведочной скв. 2, по литологическому составу существенно отличается от одновозрастных образований, обнажающихся по левобережью р. Б. Ика. Если в обнажениях средний карбон представлен терригенными породами, в которых известняки играют резко подчиненную роль, то в скважине он сложен в основном извест-

няками. Бурением этих скважин установлено, что на линии простира-ния герцинских известняков к югу развиты среднекаменноугольные породы субплатформенного типа. Следовательно, полоса герцинских известняков здесь располагается значительно восточнее западного борта Зилаирского синклинория.

Все сказанное выше свидетельствует о весьма сложном тектониче-ском строении западного склона Урала и, в особенности, зоны разви-тия герцинских рифогенных известняков. Характерным для этой зоны, наряду с интенсивной складчатостью, оказывается широкое развитие чешуйчатых надвигов и покровных структур.

В заключение следует отметить необходимость учета приведенных выше данных при изучении взаимоотношений формаций палеозойских горных пород западного склона Южного и Среднего Урала, а также при проведении палеогеографических и палеотектонических рекон-струкций девонской эпохи этой области.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А. Новые данные о девоне бассейна реки М. Ик на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1961, 141, № 4.
- Камалетдинов М. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1965, 162, № 6.
- Кузнецов Е. А. Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 4.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Геологические условия Нижне-Сергинских минераль-ных вод. — Проблемы физиотерапии и курортологии. Свердловск, 1940.
- Фредерикс Г. Н. Вопросы тектоники Урала. — Вестн. Геол. ком., 1927, № 4.
-

И. А. АНТРОПОВ  
Трест «Татнефтегазразведка»

## О РИФОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В центральной части востока Русской платформы девонские и нижнекаменноугольные отложения залегают под мощной толщей более молодых осадочных образований. Поэтому их изучение связано с развитием глубокого нефтепоискового бурения, которое с 30-х годов проводится здесь в нарастающих темпах. Около десяти лет назад автор пришел к выводу о том, что в пределах рассматриваемой территории развиты два основных типа разрезов позднедевонских и раннекаменноугольных образований — карбонатно-глинистый и карбонатный. При этом была установлена рифовая природа наиболее мощных карбонатных отложений, а одновозрастные карбонатно-глинистые и кремнистые образования значительно меньшей мощности были охарактеризованы как образования межрифовых впадин, каналов, лагун. Об этом впервые было доложено на широких совещаниях геологов-нефтяников в гг. Казани, Уфе и Куйбышеве в 1956 и 1957 гг. Эти сообщения вызвали живой интерес у специалистов, занимающихся вопросами стратиграфии, фаций, палеогеографии, тектоники и нефтеносности Урало-Поволжья, о чем говорят выступления на этих совещаниях М. Ф. Мирчинка, Н. И. Мешалкина, А. И. Олли, Б. М. Юсупова и др. В последующие годы при освещении вопросов геологии нефти этой части платформы различные исследователи все шире привлекали данные о развитии рифовых фаций, что способствовало более успешным решениям не только научных, но и практических проблем, связанных в первую очередь с поисками и разведкой нефтяных месторождений. Следует отметить целеустремленные и плодотворные исследования группы сотрудников ИГ и РГИ во главе с М. Ф. Мирчинком (Мирчинк, Хачатрян, 1961; Мирчинк, Хачатрян, Мкртчян, 1962, 1963; Мкртчян, 1964; Грачевский, 1959; Грачевский, Хачатрян, Комардинкина, 1963; и др.).

Некоторые данные об ископаемых органогенных постройках в рассматриваемых образованиях центральной части востока платформы мы сообщали ранее (Антропов, 1957, 1959, 1963; Антропов, Батанова, 1960, и др.). Безусловно, данные эти неполные, потому что органогенные постройки, обнажавшиеся на древней поверхности, скрыты под мощным чехлом более поздних образований. Но, несмотря на это, все-таки можно судить о характере органогенных построек и сопряженных с ними образований впадин. Остановимся кратко лишь на некоторых вопросах затрагиваемой темы.

В центральной части востока платформы девонские образования представлены средним и верхним отделами. В среднедевонскую эпоху в рассматриваемом районе лишь временами создавалась благоприятная обстановка для развития органогенных построек. Она возникала при распространении в эти места трансгрессии девонского моря в кальцеоловое, бийское и старооскольское время. Относительная кратковременность благоприятных условий для существования организмов и формирования карбонатных образований, сменявшаяся периодами формирования терригенных толщ, не могла способствовать появлению здесь мощных органогенных построек с развитием всего рифового комплекса фаций. Материалы по кальцеоловым и бийским образованиям западной Башкирии, юго-востоку Татарии, ряду районов Пермской области и Удмуртии свидетельствуют о том, что здесь распространены биостромы и в отдельных случаях небольшие биогермы. Мощность этих образований большей частью измеряется метрами, достигая в отдельных случаях десятка метров. В Западной Башкирии они обязаны своим возникновением колониям *Favosites* и *Spongophyllum*. В большом количестве в этих местах обитали морские лилии *Cupressocrinus* и в меньшей мере водоросли *Girvanella*. В отдельных случаях поля зарослей морских лилий *Cupressocrinus rossicus* Antr. существовали длительное время, так как местами их остатки слагают известняки мощностью до 10 м (Стахановская площадь Западной Башкирии и др.). В некоторых участках здесь зафиксированы банки брахиопод, основную массу которых составляют остатки *Stropheodonta uralensis* Vern. (Антропов, Батанова, 1960). В Пермской области биостромы и биогермы в кальцеоловое время возникали главным образом в местах пышного развития колоний кораллов *Syringopora eifeliensis* Schlut. и в меньшей мере — *Favosites goldfussi* Orb., *F. exilis* Sok. и др. В бийское время основную роль в формировании построек играли фавозиты, альвеолиты и строматопоридеи: *Favosites goldfussi* Orb., *F. nitella* Win., *F. bejensis* Sok., *Pachyfavosites markovskiyi* Sok., *Alveolites goldfussi* Bill., *A. crassus* Lec., *Clathrodictyon pretenerum* Jav., *C. regulare* var. *carnicum* Win., *C. jakovlevi* Riab. и др. В кальцеоловое и бийское время значительные поля участков образывали заросли морских лилий *Cupressocrinus rossicus* Antr., остатки которых здесь часто переполняют породу (Евдокимова, Ларионова, 1962).

Кратковременность условий, способствовавших развитию фауны и флоры в старооскольское время в центральной части востока платформы не могла привести к возникновению здесь более или менее значительных построек. С развитием трансгрессии моря в кыновское время в Пермской области, Удмуртии, Татарии и прилегающих районах Башкирии в областях склонов структур первого порядка на некоторых участках возникали благоприятные условия для развития колоний кораллов, а местами и водорослей. Широкие поля мелководья заселялись колониями *Hexagonaria pashiense* (Soshk.), остатки которых слагают биостромы мощностью в несколько метров. В ряде мест в этих коралловых известняках содержатся промышленные залежи нефти. Водоросли в кыновское время еще не играли существенной роли в развитии органогенных построек, но местами корочки и сферулы гирванелл образывали скопления, остатки которых составляют значительную часть кыновских известняков (Бавлинская площадь на юго-востоке Татарии, Камскоустыкская площадь на западе Татарии и др.).

В саргаевское время на значительной части рассматриваемой территории сохранились условия шельфа, где обильно селились водорос-

ли. На участках их поселений образовывались скопления корочек и желваков коактилумов и гирванелл, достигающих нескольких метров мощности. Местами же, на юго-востоке Татарии и в некоторых районах Куйбышевской области, господствовали условия иловых впадин с доманиковыми фациями. В доманиковое время эти условия широко распространились на востоке Русской платформы. Лишь маломощные биостромы могли образовываться в области северной вершины Татарского свода (район с. Малмыжа и др.).

Мендымское время явилось начальным этапом, когда в ряде мест рассматриваемого района возникли первые, сравнительно крупные органогенные постройки, получившие дальнейшее развитие в верхнем фране. В нижнемендымское время на значительных участках территории обстановка доманиковых фаций сравнительно быстро сменилась условиями открытого шельфа с нормальным газовым и гидродинамическим режимом. Обилие сине-зеленых водорослей — коактилумов и гирванелл — при благоприятных обстоятельствах приводило к образованию водорослевых биостромов небольшой мощности, часто встречающихся в этих отложениях. В верхнемендымское время условия доманиковых фаций вновь стали господствовать, что препятствовало широкому развитию органогенных построек. Однако на некоторых участках продолжали существовать благоприятные условия для развития фауны и флоры, при которых могли возникать органогенные постройки. Например, на юге Кировской области, в районе с. Малмыжа, мендымские образования слагаются биогермными, в основном амфипоровыми известняками мощностью около 50 м. В Татарии, на Тлянчи-Тамакской разведочной площади, в разрезе скв. 495 верхнемендымские образования представлены светло-серыми и серыми биогермными известняками, с инкрустационной структурой, участками доломитизированными. Здесь встречены многочисленные остатки табулят, мшанок, брахиопод и водорослей. Мощность этих образований, с учетом данных каротажа, по-видимому, около 50 м.

В ряде мест рассматриваемой территории органогенные постройки мендымского времени получали дальнейшее развитие в верхнефранское время. Так, в районе с. Малмыжа на биогермные известняки мендымского возраста налегают верхнефранские биогермные карбонаты мощностью около 170 м. Здесь основными строителями биогерма были строматопороидеи, из которых особенно многочисленны амфипоры. В разрезе скв. 495 Тлянчи-Тамакской площади выше мендымских биогермных известняков также развиты верхнефранские биогермные отложения. В нижней их части породообразователями являются обильные *Thamnopora*, *Cladopora*, мшанки, фораминиферы (*Uralinella bicamerata* E. Вук. и др.), водоросли (*Izhella nubiformis* Antr. и др.). В верхней части биогерм представлен обильными остатками водорослей: *Dasyporella devonica* (Reitl.), *Ishella nubiformis* Antr., *Girvanella ducii* Weth. и др., фораминифер: *Uralinella bicamerata* E. Вук., *Nodosaria evlanensis* (Lip.), *Geinitzina devonica* (Lip.) и др. Мощность верхнефранских образований в этом разрезе около 200 м, в то время как в разрезах скважин, расположенных в 1,5—2 км, мощность их не превышает 20—30 м, и представлены они здесь карбонатно-кремнистоглинистыми образованиями депрессионной зоны. Занимающие в области этого биогерма высокое структурное положение турнейские карбонаты и терригенные образования угленосного горизонта нефтеносны (Бастрыкское месторождение). Биогермные образования верхнефранского возраста подобной мощности известны и в ряде других районов рассматриваемой территории. Они оконтуривают область участков

впадин, в которых формировались разновозрастные карбонатно-глинистые и кремнистые образования малой мощности. Но особого внимания заслуживает большая цепь биогермов, протягивающаяся полосой от района г. Глазова через районы деревень Уни, Фаленки, Ломик, с. Малмыжа по пограничной территории Удмуртии и Кировской области в направлении деревень Янга-Аулу, Верхнему Услону в Татарии и далее на юг в пределы Ульяновской и Куйбышевской областей. Мощность биогермных известняков мендымско-верхнефранского возраста здесь в среднем около 200 м. Эта цепь биогермов, которая может быть названа Большим Волго-Вятским девонским барьерным рифом, являлась существенным элементом в палеогеографической обстановке того времени и оказала большое влияние на обстановку осадконакопления в позднем девоне и раннем карбоне в этой части платформы. Восточнее этого барьерного рифа располагалась широкая зона относительно глубоководных иловых впадин Камско-Кинельской системы прогибов и участков развития биогермов по их бортам. В зоне впадин формировались карбонатно-глинистые и карбонатно-кремнистые образования значительно меньшей мощности, в среднем около 20—25 м. К западу же от этой полосы биогермов накапливались мелководные осадки, имеющие черты верхнефранских образований центральных областей платформы. Отложения лагун с прослоями каменного угля в нижней части верхнефранских образований в районе дер. Аракчино на северо-западе Татарии указывают на близость островов, на которых произрастала теплолюбивая флора.

Сведения по фаменским образованиям скудны, но позволяют говорить о том, что при благоприятных условиях биогермы верхнефранского возраста наращивались и в фаменское время при участии главным образом водорослей и фораминифер. Примерами могут служить районы дер. Булдыря, с. Малмыжа, Кучуковской площади и др.

В заволжское время в образовании органогенных построек ведущая роль принадлежала водорослям и отчасти фораминиферам. Например, в районе дер. Байгулово на Граханской площади в Татарии биогермные образования заволжского возраста представлены фораминиферо-водорослевыми известняками, основную массу которых составляют остатки зеленых водорослей *Kamaena ramosa* Antr., *Rhabdoporella melekessensis* Kul., *Sphaeroporella aksubaica* Antr. и разнообразные гирванеллы. В некоторых районах в заволжских образованиях, наряду с *Kamaena* и *Rhabdoporella* обильны *Solenopora*, *Parachaetetes*, *Izhella* и *Shuguria*. В малевско-упинское время местами происходило наращивание построек губковыми биостромами.

Более интенсивно образование органогенных построек происходило в верхнетурнейское время. В этом процессе принимали участие различные организмы. Так, на Усть-Икской площади в северо-восточной части Татарии выявлена группа довольно крупных биогермных построек. В районе скв. 556 верхнетурнейские образования представлены в нижней части массивными биогермными известняками мощностью более 30 м, которые в основном слагаются остатками морских лилий. Лишь в верхней части этой пачки встречаются колонии табулят, ругоз и гирванелл. Она имеет мощность около 30 м и представляет собою часть биогерма, образованную в основном остатками зеленых водорослей *Kamaena* и багряных *Parachaetetes* при незначительном участии ругоз и фораминифер. Характерно наличие неровных поверхностей с глинистыми примазками и следами скольжения, имеющих наклон до 45°. Можно заключить, что здесь вскрыта верхняя часть склона рифа. На северо-запад от этой скважины, на расстоянии около 2 км, скв. 75

вскрыт уже карбонатно-терригенный разрез. Такого же типа разрез был вскрыт скв. 554 и с другой стороны от скв. 556, в 1,5 км к юго-востоку. При изучении материалов по другим скважинам Усть-Икской площади и, в частности, разрезов, вскрытых скв. 380, 54, 39, 53 и другими, выявилась цепь биогермов северо-восточного простирания, отделенных друг от друга карбонатно-терригенными и терригенными образованиями. Севернее этого района, на Кучуковской площади, вскрыт биогерм верхнетурнейского возраста, в сооружении которого основную роль играли криноидеи и участвовали табуляты и ругозы. Вскрытая мощность этого сооружения 21 м. Интересно, что здесь происходило наращивание биогермов различного возраста. Начало было заложено биогермом мендымского времени, затем развивался наиболее мощный верхнефранский, а позднее, на отдельных участках, происходило наращивание биогермов в фаменское и турнейское время. С областью весьма рельефной Усть-Икской гряды турнейских рифов связаны месторождения нефти в угленосном горизонте. С Кучуковской группой биогермов связано также наличие нефти в угленосном горизонте.

На южном борту впадинной зоны органогенные постройки в верхнетурнейском подъярусе имеют в ряде разрезов близкие черты. Так, криноидные биогермные известняки известны в разрезе скв. 3 в районе дер. Саитово на Мензелино-Актанышской площади. В ряде же разрезов Тлянчи-Тамакской и Мензелино-Актанышской площадей верхнетурнейские биостромы и биогермы возникали благодаря активной роли табулят и водорослей. Так, в разрезах, вскрытых скв. 444 на Тлянчи-Тамакской площади и скв. 102 на Мензелино-Актанышской площади, биогермные известняки образованы зелеными водорослями *Kamaena* и колониями табулят *Syringopora* и *Thecostegites*. Вскрытая мощность этих образований около 20 м. В некоторых разрезах верхнетурнейские отложения обнаруживают природу органогенных построек, образованных в основном водорослями, наиболее многочисленны из которых зеленые *Kamaena* и *Antracoporellopsis*. В указанных образованиях встречаются остатки фораминифер. В общем, в верхнетурнейское время обстановка благоприятствовала интенсивному образованию органогенных построек. Но в это время завершился девонско-турнейский этап развития органогенных построек, наиболее ярко проявившийся в верхнем фране. В раннем визе региональная смена условий привела к прекращению развития органогенных построек на рассматриваемой территории платформы и к заполнению терригенными отложениями сопряженных с ними впадин.

В последние годы пополнились наши сведения о распространении основных групп фауны и флоры, характеризующих зоны органогенных построек и зоны впадин в разрезах девона и турне Татарии и смежных районов (см. рисунок). На этой территории платформы в образовании первых органогенных построек в кальцеоловое и бийское время основная роль принадлежала кишечнополостным и криноидеям. Среди первых наиболее существенная роль принадлежала представителям табулят (*Favosites*, *Syringopora*, *Alveolites* и др.), а также строматопоридеям (*Clathrodictyon* и др.). Из морских лилий господствовали *Cypressocrinus*. Брахиоподы обильно селились в зонах построек и иногда образовывали банки. Водоросли не играли заметной роли в образовании органогенных построек, а гирванеллы встречаются лишь в небольших скоплениях. В области построек иногда в заметных количествах обитали мшанки и остракоды. В живетском веке, в старооскольское время, редкие маломощные биостромы возникали при участии криноидей и гирванелл.



Верхнедевонские органогенные постройки отличаются значительно бóльшим разнообразием фауны и флоры. В кыновское время основными строителями были кораллы *Hexagonaria* и др. Существенную роль играли также водоросли *Girvanella* и отчасти *Coactilum*. Из рифолюбов следует отметить брахиопод, нередко образывавших заметные скопления.

Представители этих же родов водорослей и брахиоподы были порообразователями небольших биостромов и биогермов саргаевского времени. В доманиковое время маломощные постройки в области приподнятых участков дна образовывались при участии строматопороидей, криноидей, водорослей и брахиопод. Мендымские биостромы в основном образовывались при активной роли водорослей *Coactilum* и *Girvanella*. В постройках типа биогермов основная роль принадлежала кишечнополостным — строматопорам и амфипорам, в меньшей мере табулятам, а местами водорослям и криноидеям. В зонах построек в порообразовании иногда заметную роль играли брахиоподы.

Верхнефранское время выделяется развитием наиболее мощных биогермов, основными строителями которых были кишечнополостные и водоросли. Среди первых значительную роль играли строматопороидей, особенно амфипоры, а из водорослей в первую очередь следует отметить багряные (*Solenopora* и *Eptiphyton*), зеленые (*Dasyporella*) и сине-зеленые (*Girvanella*, *Izhella*, *Shuguria*). Породообразующее значение в области органогенных построек здесь имеют часто фораминиферы, преимущественно *Parathuramminidae*, характерно наличие лягенид — *Nodosaria* и *Geintzina*. Среди табулят в некоторых постройках оказались многочисленными *Thamnopora*, относительно менее распространены *Syringopora*. Иногда наращиванию биогермов активно способствовали поселения криноидей. В области склонов биогермов отмечаются небольшие скопления спикул губок. Обычными обитателями в зонах построек были брахиоподы и остракоды, остатки которых нередко принимали заметное участие в порообразовании.

Для фаменских построек, являющихся в основном водорослево-фораминиферовыми, характерное сообщество состояло из водорослей: сине-зеленых (*Girvanella*, *Izhella*, *Chuguria*), зеленых (*Dasyporella*, *Kamaena*), багряных (*Eptiphyton*, *Solenopora*). В значительных количествах здесь обитали паратурамминиды. Для заволжского времени в органогенных постройках характерно участие водорослей: багряных (*Parachaetetes* и *Solenopora*), зеленых (*Rhabdoporella*, *Sphaeroporella*, *Kamaena*), сине-зеленых (*Izhella*, *Shuguria*), местами достаточно заметна также роль криноидей. Среди фораминифер, наряду с *Parathuramminidae*, в порообразовании принимают участие представители *Endothyridae* и *Tournaellidae*. В малевско-упинское время местами происходило наращивание органогенных построек по склонам с ведущей ролью губок, остатки которых образовывали спонгиолиты, иногда по мощности достигающие более десятка метров. Развитие биостромов и биогермов в верхнетурнейское время характеризуется активной ролью кишечнополостных (*Syringopora*, *Thecostegites* и *Rugosa*), криноидей, водорослей: зеленых (*Kamaena*, *Antracoporellopsis*), багряных (*Solenopora*, *Parachaetetes*) и других, требующих еще изучения. Нередко в этих постройках в порообразовании участвовали остатки фораминифер из сем. *Tournaellidae* и *Endothyridae*. Среди обитателей зон построек следует отметить также брахиопод и остракод.

Таким образом, в различные отрезки времени геологической истории края в девоне и турне основными порообразователями в органогенных постройках являлись представители различных групп фауны

и флоры. Кишечнополостные выделяются как строители в эйфельских, кыновских, мендымских, верхнефранских и верхнетурнейских постройках. Криноидеи активную роль играли в сооружении построек в эйфельское, мендымское, верхнефранское, заволжское и верхнетурнейское время. Различные группы водорослей являлись часто основными строителями биостромов и биогермов. В кыновское, саргаевское и мендымское время ими были сине-зеленые водоросли, в верхне-франское — сине-зеленые, зеленые и багряные, в фаменское — зеленые и багряные, отчасти сине-зеленые. Губки наиболее заметное участие в образовании построек принимали в малевско-упинское и черепетское время. Мшанки обычно обитали в области построек, но значительных скоплений их остатков не было встречено. Среди рифолюбов особенно важную роль играли фораминиферы (верхнефранское, фаменское, заволжское и чернышинское время) и брахиоподы (кальцеолово-бийское, кыновское, мендымское, верхнефранское и кизеловское время), остатки которых обычно в значительных количествах встречаются в образованиях построек. В области биостромов и биогермов изобиловали также остракоды, раковинки которых иногда образовывали скопления в нишах, карманах и других углублениях в зоне построек.

Зоны относительно глубоководных участков морского бассейна, обычно называемых впадинами, характеризуются иным, специфическим сообществом фауны. В среднедевонскую эпоху они выделяются обедненным комплексом фауны, состоящим в основном из пелеципод, лингулид, остракод, кониконхий, конодонтов; в верхнедевонскую — при дальнейшем развитии зон органогенных построек и зон впадин, сообщество фауны становится наиболее ярко выраженным; обычны здесь массовые радиолярии и кониконхии, пелециподы, лингулиды, энтомиды и конодонты.

Сообщество впадин турнейского века имеет свои особенности. Здесь по-прежнему многочисленны радиолярии, пелециподы, гастроподы, конодонты, но нет кониконхий и примечательно частое присутствие губок, спикулы которых обычно встречаются в отложениях центральных и особенно часто в прибортовых зонах впадин.

Характер основных групп фауны и флоры зон органогенных построек и зон впадин, особенности их изменения во времени являются ценными показателями при выяснении условий осадконакопления. Они подчеркивают, что верхнедевонские и турнейские отложения представляют собою сложный комплекс образований различных фаций, тесно взаимосвязанных в своем развитии, характеризующих своеобразный крупный этап в геологической истории рассматриваемой территории.

В заключение следует подчеркнуть ряд положений.

1. Органогенные постройки встречены в кальцеолово-бийских и старооскольских образованиях среднего девона, в кыновских, саргаевских, доманиковых, мендымских, верхнефранских и фаменских отложениях верхнего девона, в заволжских, малевско-упинских, черепетских и кизеловских образованиях турнейского яруса нижнего карбона. В рассматриваемых отложениях выявлены одиночные органогенные постройки, группы построек и значительные полосы их развития типа барьерных и береговых рифов. Наиболее интенсивное образование органогенных построек и возникновение наиболее мощных построек связано с верхнефранским и верхнетурнейским временем (см. рисунок). Встреченные постройки в совокупности образуют Волго-Камскую девонско-турнейскую систему органогенных построек. Образования относительно глубоководных впадин выявлены в отложениях того же возраста. Наибольшая интенсивность развития зон впадин связана с дома-

никовым, верхнемендымским, верхнефранским и фаменским временами. Области развития впадин в совокупности образуют Волго-Камскую девонско-турнейскую систему впадин. Волго-Камская система органогенных построек и Волго-Камская система впадин — взаимосвязанные и взаимообусловленные в своем развитии зоны, характеризующие единый Волго-Камский бассейн верхнедевонского и раннекаменноугольного времени. Развитие систем органогенных построек и впадин связано с развитием тектонических элементов Волго-Камского края, в первую очередь структур первого порядка — сводов и прогибов.

2. Экологические особенности организмов, обитавших в области развития биогермов и в области впадин, позволяют судить о глубинах, солености, температуре и гидродинамическом режиме морского бассейна в разных участках. Эти данные свидетельствуют о теплом, почти тропическом климате на рассматриваемой территории в девонское и нижнекаменноугольное время. Изучение рифовых фаций дает много ценных сведений для палеогеографических построений. Можно сказать, что развитие систем органогенных построек и систем впадин в основном определяло черты палеогеографии этого края в верхнедевонское и раннекаменноугольное время.

3. Раскрытие фациальной природы верхнедевонских и нижнекаменноугольных образований в центральной части востока Русской платформы и, в частности, установление в них органогенных построек и образований впадин имеет большое значение для понимания структурных взаимоотношений верхнедевонских и нижнекаменноугольных образований. А это является очень важным для нефтепоисковых и нефтеразведочных работ в этом районе, что уже доказано на практике.

4. Выявление широкого развития рифовых фаций в центральной части востока Русской платформы в верхнедевонских и нижнекаменноугольных образованиях позволило точнее сопоставить последние с одновозрастными отложениями соседних территорий, и, в частности, с западным склоном Среднего и Южного Урала. Тожественность стратиграфических и фациальных особенностей, близость режимов осадконакопления рассматриваемых образований в этих районах позволили рассматривать их в верхнедевонскую и нижнекаменноугольную эпохи принадлежащими к одной палеогеографической области.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Антропов И. А. Некоторые вопросы стратиграфии карбонатной толщи девона востока Татарии и прилегающих районов. — Тез. докл. науч. сессии по вопросам геологии и нефтеносности девона западной Башкирии. Уфа, 1957 (ГИ Баш. фил. АН СССР).
- Антропов И. А. О рифовых фациях девона центральной части Волго-Камского края. — Изв. Казанского фил. АН СССР, сер. геол., 1959, № 7.
- Антропов И. А. Особенности палеогеографии и формирования фаунистических и флористических комплексов позднего девона центральной части востока Русской платформы. — Тез. докл. IX сессии ВПО. Л., 1963 (Всесоюз. палеонтол. о-во).
- Антропов И. А., Батанова Г. П. Стратиграфия девона востока Татарии. — Тр. Казанского фил. АН СССР, сер. геол., 1960, 1, вып. 6.
- Грачевский М. М. Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и Татарии. — Докл. АН СССР, 1959, 125, № 6.
- Грачевский М. М., Хачатрян Р. О., Комардинкина Г. Н. О рифовой природе Хилковского карбонатного массива. — Докл. АН СССР, 1963, 153, № 2.
- Евдокимова Л. М., Ларионова Е. Н. Материалы к стратиграфическому расчленению девонских отложений Пермского Прикамья и Удмуртии. — Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девон. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О. О рифогенных структурах Бирской седловины. — Докл. АН СССР, 1961, 138, № 6.

- Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М., Хачатрян Р. О. Взаимосвязь седиментационного фактора с тектоническими движениями и ее роль в распределении залежей нефти в центральной части Волго-Уральской области. — Закономерности размещения месторождений нефти и газа Волго-Уральской области. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О., Мкртчян О. М. Тектоника и происхождение Камско-Кинельской системы прогибов. — Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур Урало-Поволжья. М., Изд-во «Наука», 1964.
-

Г. А. СМИРНОВ, Л. В. АНФИМОВ  
*Институт геологии и геохимии УФАИ СССР*

### РИФОВЫЙ МАССИВ ГОРЫ ИЛЬИНСКОЙ В СРЕДНЕМ ПРЕДУРАЛЬЕ

Полоса развития саргинских рифов, одним из которых является массив горы Ильинской, начинается в бассейне р. Печоры на севере и, проходя через Верхне-Чусовские Городки, заканчивается на восточной окраине Уфимского плато примерно на широте устья р. Ая. Геология саргинских рифов восточной окраины Уфимского плато была изучена и описана В. Д. Наливкиным, впервые отметившим, что эти рифы приурочены к зоне перехода артинских известняков в синхроничные им терригенные отложения Предуральской депрессии (Наливкин, 1949). В этой полосе выделяются две области, из которых северная характеризуется наличием погребенных саргинских рифов, а южная — присутствием этих же рифов, возвышающихся над дневной поверхностью. Граница между этими областями проходит примерно на широте г. Кунгура.

Гора Ильинская находится на юге полосы саргинских рифов в Среднем Предуралье между гг. Кунгуром и Красноуфимском (недалеко от дер. Ключи, Суксунского района Пермской области). Вблизи горы с давних пор известны минеральные источники.

Разведка бурением позволила установить на глубине присутствие горизонта высококачественных сероводородных вод, на базе которых создан бальнеологический курорт Ключи.

На основании изучения материалов буровых работ, проведенных в районе горы Ильинской, и осмотра естественных обнажений составлена схематическая геологическая карта окрестностей рифа и широтные геологические разрезы, показывающие взаимоотношения рифовых массивных карбонатов с вмещающими их слоистыми осадочными породами. На карте (рис. 1) видно, что гора Ильинская находится у правого борта долины р. Иргины и большая часть ее ближайших окрестностей закрыта чехлом аллювиальных отложений. Непосредственно к рифовому массиву прилегают дырчато-брекчиевидные известняки лемазинской свиты, стратиграфическое положение которых рассмотрено Н. В. Дорофеевым (1950). В левом и правом бортах долины р. Иргины на одинаковых гипсометрических уровнях залегают почти горизонтально литологически различные породы. Это обстоятельство, при наличии рифового карбонатного массива, резко выделяющегося среди слоистых образований, позволяло еще в сравнительно недавнее время исследователям (Фредерикс, 1925) предполагать, что в районе горы Ильинской существуют дизъюнктивные дислокации, которые вывели

на один уровень на поверхность очень близко друг к другу разнородные и разновозрастные породы.

Лучше всего понять геологическое строение описываемого района позволяют скважины, пробуренные вблизи левого и правого увалов долины р. Иргины, а также у подножия горы Ильинской. Они расположены таким образом, что составленные по ним геологические разрезы пересекают зону рифа с запада на восток (рис. 2). Наиболее интересен геологический разрез, построенный по скв. 4, 1 и 2, которые в

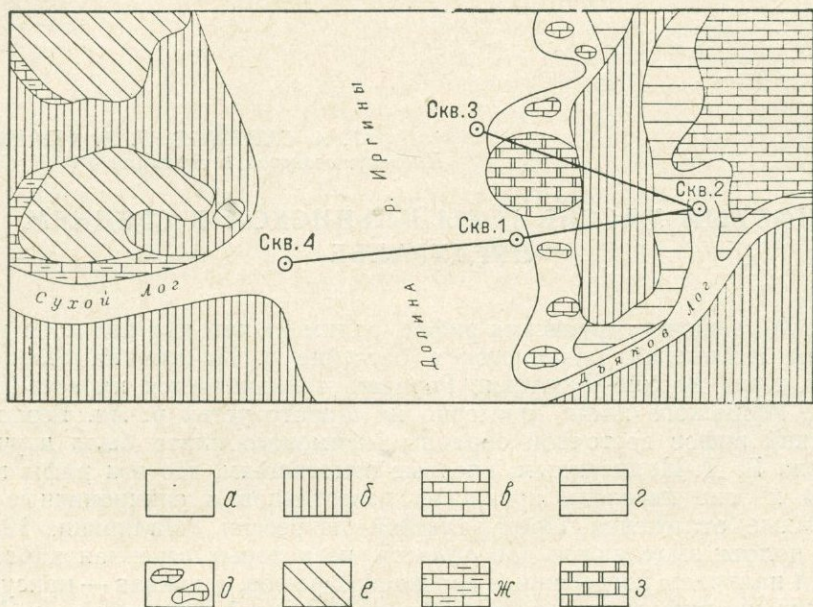


Рис. 1. Геологическая схема окрестностей горы Ильинской.

Отложения: а — аллювиальные, б — древние четвертичные, в — тroyкой свиты, г — поповской свиты, д — лемазинской свиты, е — филипповской свиты, ж — камайевской свиты, з — рифовый массив горы Ильинской.

своих нижних частях вскрыли чрезвычайно характерные по литологическому облику кремнистые фузулиновые известняки иргинской свиты. Кровля этой свиты ровная, полого падает (1—3°) на восток в сторону Предуральяского прогиба. В известняках иргинской свиты, по материалам бурения 1962 г., М. В. Щербакова определила *Pseudofusulina juresanensis* Raus., *Ps. cf. juresanensis* Raus., *Ps. ex gr. juresanensis* Raus., *Ps. aff. kutkanensis* Raus., *Ps. postpedissegna* Raus., *Ps. pedissegna* Viss., *Ps. aff. insignita* Viss., *Ps. concessa* Viss., *Ps. cf. concessa* Viss., *Ps. aff. ziganica* Viss., *Ps. ex gr. forakerensis* (Skinner), *Ps. ex gr. concavitas* Viss., *Parafusulina cf. lutugini* (Schellw.), *Climacammina* sp., *Globivalvulina* sp., *Earlandia* sp., *Endothyra* sp., *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Martinia* sp., *Dielasma* sp., *Buxtonia* sp., *Dictyoclostus moelleri* (Stuck.), *Spirifer* sp., *Spiriferella* sp. Термический анализ показал, что известняки иргинской свиты в незначительной мере доломитизированы (см. рис. 8, ж). Результаты химического анализа приведены в табл. 1. Характер разреза и литологический состав отложений, залегающих выше кремнистых фузулиновых известняков иргинской свиты, в каждой из пробуренных на близком расстоянии скв. 4, 1, 2 неодинаков (см. рис. 2, А). Так, в западной части (скв. 4)

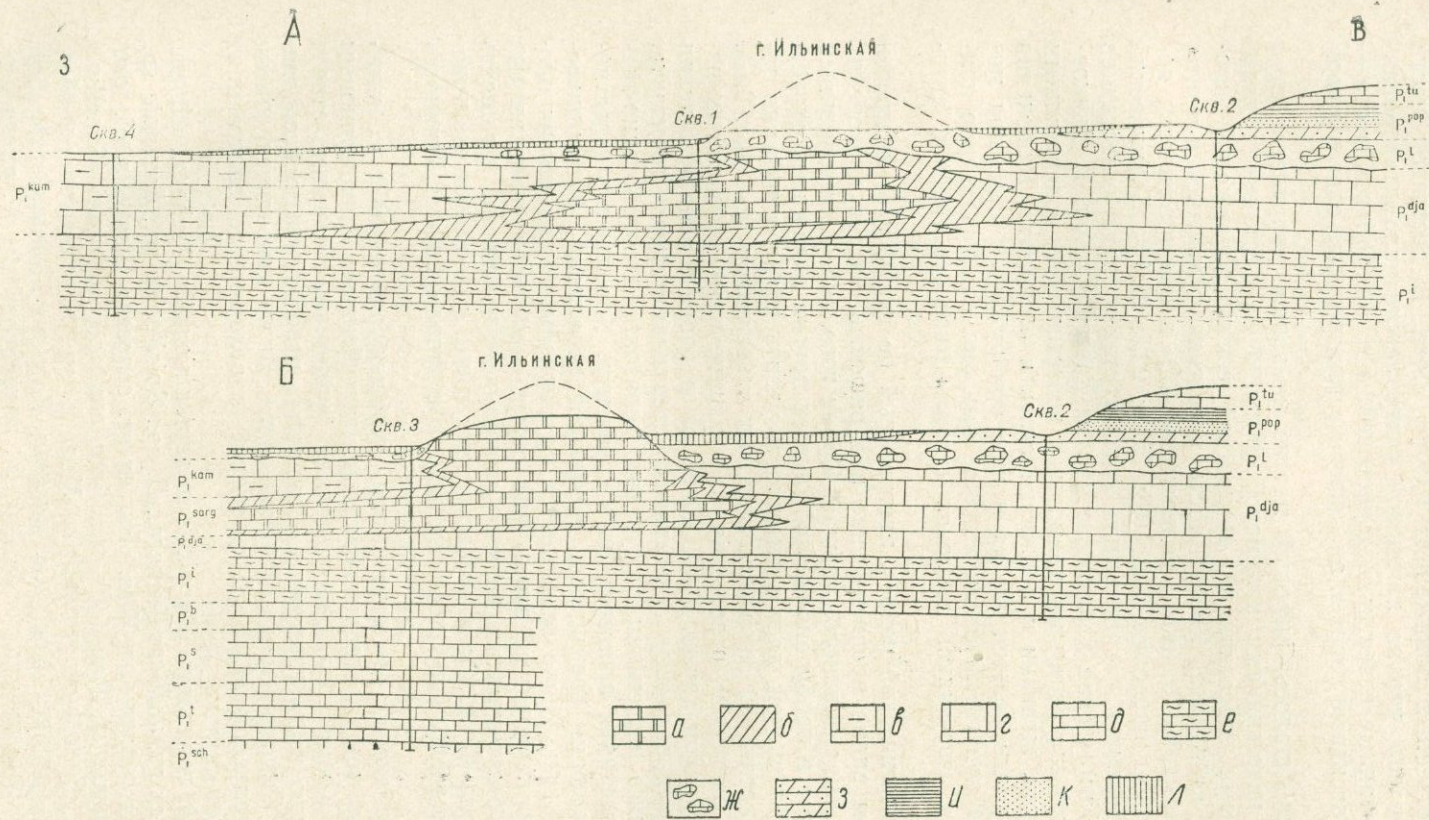


Рис. 2. Геологический профиль А — через скв. 4, 1, 2, Б — через скв. 2, 3.

*a* — рифовые вторичные доломиты, *б* — глинистые вторичные доломиты («мантя»), *в* — кремнистые доломитизированные известняки, *г* — доломитизированные известняки, *д* — известняки, *е* — кремнистые фузулиновые известняки, *ж* — дырчато-брекчиевидные известняки, *з* — глинистые доломиты, *и* — аргиллиты, *к* — песчаники, *л* — четвертичные отложения.

Свиты:  $P_1^{tu}$  — туйская,  $P_1^{pop}$  — поповская,  $P_1^l$  — лемазинская,  $P_1^{dia}$  — дяжковская,  $P_1^{kam}$  — камайская,  $P_1^i$  — иргинская; горизонты:  $P_1^b$  — бурцевский,  $P_1^s$  — стерлитамакский,  $P_1^i$  — тастубский,  $P_1^{sch}$  — швагериновый.

на известняках иргинской свиты залегает довольно однородный комплекс кремнистых, иногда полосчатослоистых доломитизированных известняков камайской свиты. Верхняя часть этого комплекса хорошо видна в естественных обнажениях Сухого Лога. В восточной части скв. 2 установлено, что на иргинской свите лежат доломитизированные и записованные известняки дяковской, а в центральной части — рифогенные массивные породы, аналогичные тем, которые слагают гору Ильинскую.

Как уже сообщалось, рифовый массив на западе соприкасается с кремнистыми известняками камайской свиты, а на востоке — с доломитизированными известняками дяковской свиты, содержащей прослойки гипса и ангидрита. Кремнистость известняков камайской свиты весьма неравномерна, отчего и содержание  $\text{CO}_2$  в них изменяется довольно в широких пределах: 7,2; 10,6; 16,28; 22,5; 26,7%. Термический анализ устанавливает значительную доломитизацию этих известняков (см. рис. 8). Химическая характеристика их дается в табл. 1. Дяковская свита сложена светлыми кремновыми известняками, содержащими мелкие линзочки, желваки и прожилки гипса и ангидрита. Включения гипса иногда такие мелкие, что их можно обнаружить только под микроскопом или при термическом анализе (см. рис. 8). Характерно присутствие среди известняков дяковской свиты прослоев гипса и ангидрита.

Второй геологический разрез, построенный по скв. 3 и 2, интересен тем, что в нем видно проникновение под рифовый массив дяковских известняков в виде длинного «языка». Кроме того, скв. 3, находящаяся на этом разрезе и пробуренная глубже всех других скважин в окрестностях горы Ильинской, дает возможность узнать какие отложения залегают ниже иргинской свиты фузулиновых известняков (см. рис. 2,Б).

В 1952 г., расчлняя отложения, залегающие ниже кремнистых известняков иргинской свиты, Г. А. Смирнов в разрезе скв. 3 выделил (сверху вниз) коралловые известняки стерлитамакского горизонта, гидрактиниодные известняки тастубского горизонта и органогенно-детритусовые известняки швагеринового горизонта. Коралловые известняки светлые, местами кремнистые, изобилуют кораллами, фораминиферами, иглокожими. Редко встречаются брахиоподы. Мощность их около 30 м. Гидрактиниодные известняки серые, массивные, кавернозные с прослоями битуминозных черных слоистых известняков. Мощность горизонта около 55 м. Органогенно-детритусовые известняки желтоватые, содержат фауну гидрактиниод, остракод, фораминифер. Мощность около 125 м.

М. В. Щербакова, по материалам буровых работ 1962 г., уточнила границы между стерлитамакским, тастубским и швагериновым горизонтами. Кроме того, она выделила бурцевский горизонт, отнес к нему нижнюю часть горизонта кремнистых известняков, ранее отнесенных Г. А. Смирновым к иргинской свите. Ниже приводятся списки фауны, определенной М. В. Щербаковой в отложениях, залегающих ниже иргинской свиты.

Бурцевский горизонт: *Marginifera septentrionalis* Tschern., *M. sp.*, *Dictyoclostus* ex gr. *uralicus* Tschern., *D. sp.*, *Spiriferina* sp., *Buxtonia* sp., *Pseudofusulina concavatas* Viss., *Ps.* ex gr. *concessa* Viss., *Ps.* cf. *forakerensis* var. *uralensis* Raus., *Ps. sp.*, *Parafusulina* cf. *lutugini* (Schellw.), *Tuberitina* sp., *Endothyra simmetrica* Mor., *E. sp.*, *Bradyina major* Mor., *Globivalvulina pergata* Kon., *Gl. pergata* Kon. var. *tenuiseptata* Sol., *Nodosaria netschajewi* var. *ronda* Lip., *N. mira* Scherbak., *N. parva* Lip., *N. tenuiseptata* Lip., *N. sp.*, *Geinitzina uralica* Sul., *G. ovoides* Lip.

## Химические анализы карбонатных пород, вес. %

№ образца	Порода	Нерастворимый остаток	MgO	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>
1 (скв. 3, гл. 465 м)	Спикуловый известняк (тастубский горизонт)	69,0	0,04	14,55	0,30	1,44	13,09	0,05
6	Известняк глинистый доломитизированный (поповская свита)	8,92	1,45	47,72	0,78	0,80	38,85	0,36
13	Доломит вторичный (филипповская свита)	2,82	21,89	28,88	0,38	0,32	45,55	0,02
14	Известняк доломитизированный, окремненный (камайская свита)	63,82	7,50	10,18	0,38	1,60	16,28	Her
19	Доломит вторичный с фораминиферами (рифовый массив)	0,64	22,38	29,97	0,14	0,32	47,31	0,08
25 (скв. 3, гл. 121)	Доломит вторичный с мшанками (рифовый массив)	1,74	21,93	29,50	0,22	0,40	46,43	0,04
28	Доломит вторичный глинистый («мантия» рифового массива)	9,88	19,15	27,11	0,70	0,96	41,15	0,08
23	Известняк фузулиновый окремненный (иргинская свита)	48,12	10,97	15,17	0,26	0,56	24,32	0,16
24	То же	88,66	0,97	4,37	0,22	0,96	4,62	0,12
27	Известняк (туйская свита)	0,50	0,48	54,43	0,30	0,32	43,68	0,09

*G. indepressa* Lip., *G. sp.*, *Deckerella elegans* Mor., *D. cf. elegans* Mor., *D. sp.*, *Paleotextularia occidentalis* Mor., *Climacammina* sp., *Tetrataxis* sp.

Стерлитамакский горизонт: *Palaeoaplisina* sp., *Marginifera* sp., *Buxtonia* sp., *Spirifer* sp., *Pseudoendothyra cf. pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Pseudoend. cf. ivanovi* (Dutk.), *Pseudoend. cf. preobrajenskyi* (Dutk.), *Pseudoend. mathildae* (Dutk.), *Pseudoend. dagmarae* (Dutk.), *Pseudoend. sp.*, *Globivalvulina lata* Sol., *Gl. sp. Nodosaria longissima* Sul., *N. cf. shikhanica* Lip., *N. ex gr. netschajewi* Tscherd., *N. elabugae* Tscherd., *N. sp.*, *Geinitzina cf. pusilla* Grozd., *G. sp.*, *Climacammina* sp., *Tetrataxis* sp., *Bradyina* sp., *Clomospira* sp., *Tuberitina* sp., *Tolypammina* sp., *Dentalina* sp., *Hemidiscus* sp.

Тастубский горизонт: *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus., *Ps. moelleri* var. *aignalis* (Schellw.), *Ps. urdalensis* Raus., *Ps. paraverneuli* Viss., *Ps. irregularissima* Raus., *Ps. ischimbajewi* Korzh., *Ps. sp.*, *Pseudoendothyra bradyi* (Moell.), *Endothyra* sp., *Bradyina ex gr. major* Mor., *Br. sp.*, *Globivalvulina bulloides* Brady, *Cl. sp.*, *Glomospira ex gr. gordialis* Jones et Park., *Protonodosaria poura* (Raus.), *Nodosaria netschajewi* Tscherd., *N. sp.*, *Schubertella sphaerica* Sul., *Sch. sp.*, *Tolypammina* sp.

Швагериновый горизонт: *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. sp.*, *Triticites* sp., *Bradyina tanypica* Scherbak., *Bradyina major* Moor., *Tetrataxis hemisphaerica* Mor., *T. sp.*, *Nodosaria longissima* Sul., *N. clavatoidea* Raus., *Protonodosaria ex gr. procera* (Raus.), *Geinitzina cf. postcarbonice* Spand., *G. primitiva* Pot., *Globivalvulina cf. lata* Sol., *Tuberitina* sp., *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Pseudoend. preobrajenskyi*

(Dutk.), *Pseudoend. bradyi* var. *rhomboides* Scherbak. На геологическом разрезе (см. рис. 2, Б) границы этих горизонтов показаны с учетом поправки М. В. Щербаковой.

Скв. 1 и 3, вскрывшие тело рифа на глубине и пересекающие его на всю мощность, показали, что строение рифа весьма сложное и неоднородное.

Ниже приводится разрез рифа по скв. 1:

82—100 м — переслаивание органогенно-обломочных доломитизированных известняков с доломитизированными глинистыми известняками;

100—122,2 м — рифовые массивные доломиты с богатой фауной брахиопод и мшанок;

122,2—127,65 м — глинистые известняки доломитизированные;

127,65—132 м — рифовые брахиоподово-мшанковые доломиты;

132—166 м — глинистые известняки доломитизированные.

Разрез рифа по керну скв. 3 выглядит следующим образом:

76—88 м — глинистый доломит с мшанками и криноидеями;

88—100 м — доломит с мшанками, фораминиферами, брахиоподами *Hustedia remota* Eichw., *Stenoscisma* sp., *Marginifera* sp.;

100—135 м — кавернозный доломит с инкрустационными структурами; много мшанок, криноидей, брахиопод (*Marginifera* cf. *septentrionalis* Tschern.);

135—136 м — доломит с остатками фауны плохой сохранности (брахиоподы, спикулы губок и др.);

136—140 м — глинистый доломит с редкими и крупными спикулами губок.

Среди обильной микрофауны в рифовом массиве встречаются крупные фузулины, среди которых из наших сборов Л. П. Гроздилова определила: *Pseudofusulina juresanensis* Raus., *Ps. ziganica* Viss., *Ps. forakerensis* var. *uralensis* Raus., *Ps. concessa* Viss., *Parafusulina* sp. n. Она считает, что эти формы широко развиты в вертикальном направлении в отложениях артинского яруса Урала. Таким образом, пока наиболее вероятно предположение о саргинском возрасте описываемого рифа, поскольку его подстилают иргинские кремнистые известняки.

Полная мощность рифового массива горы Ильинской достигает 250 м. Из них около 100 м приходится на ту его часть, которая в настоящее время возвышается на фоне равнинной местности. Гора Ильинская в значительной мере имеет задернованную поверхность; местами встречаются глыбовые развалы и высыпки рифогенных пород. На вершине имеется несколько ям, где можно видеть породы рифа в коренном залегании.

Рифовый массив складывается главным образом органогенными и органогенно-обломочными вторичными доломитами. Первые представляют собой постройки, состоящие из зоарий мшанок, которые образуют основной каркас породы. Пространство между веточками колоний мшанок заполнено пелитоморфной, а чаще мелкораскристаллизованной карбонатной массой, в которую погружены органогенный детритус и хорошей сохранности раковинки брахиопод, фораминифер.

Зоарии мшанок, составляющие каркас породы, и прочие органические остатки очень часто бывают окружены инкрустационными оболочками, состоящими из призматического карбоната. Призмы обычно ориентированы перпендикулярно контурам органических остатков (рис. 3).

Когда основная карбонатная масса имеет пелитоморфную структуру, в ней местами наблюдаются участки комковатой и сгустковатой структуры (рис. 4). Для органогенных вторичных доломитов рифового массива горы Ильинской весьма характерно присутствие мелких и



Рис. 3. Органогенный вторичный доломит с инкрустационными оторочками вокруг фаунистических остатков.  $\times 8$ . Риф.

крупных инкрустаций, размеры которых колеблются от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Под микроскопом можно видеть, что мелкие инкрустации в пелитоморфной основной массе рифового тела имеют зональное строение (рис. 5, 6). Центральная их часть выполнена крупнокристаллическим карбонатом, а периферия — мелко-

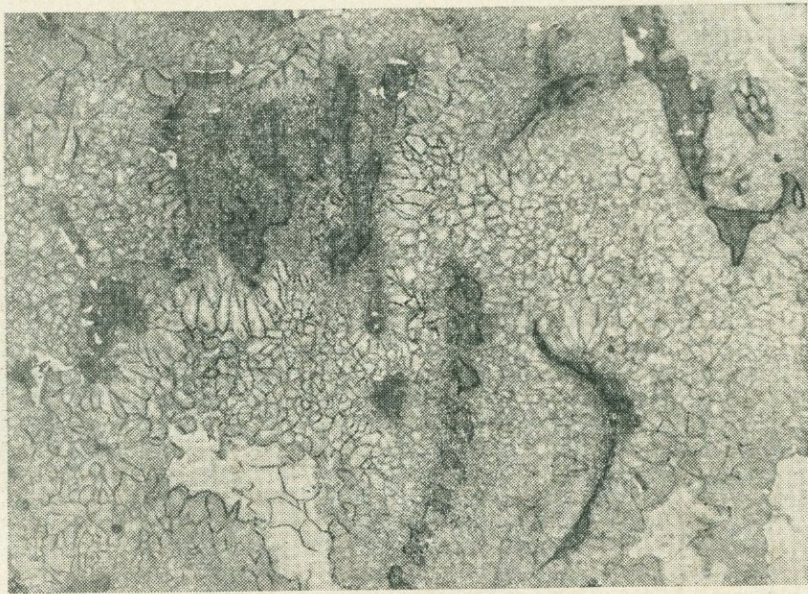


Рис. 4. Зональная инкрустация в пелитоморфном карбонате, имеющем местами комковатую структуру.  $\times 8$ . Риф.

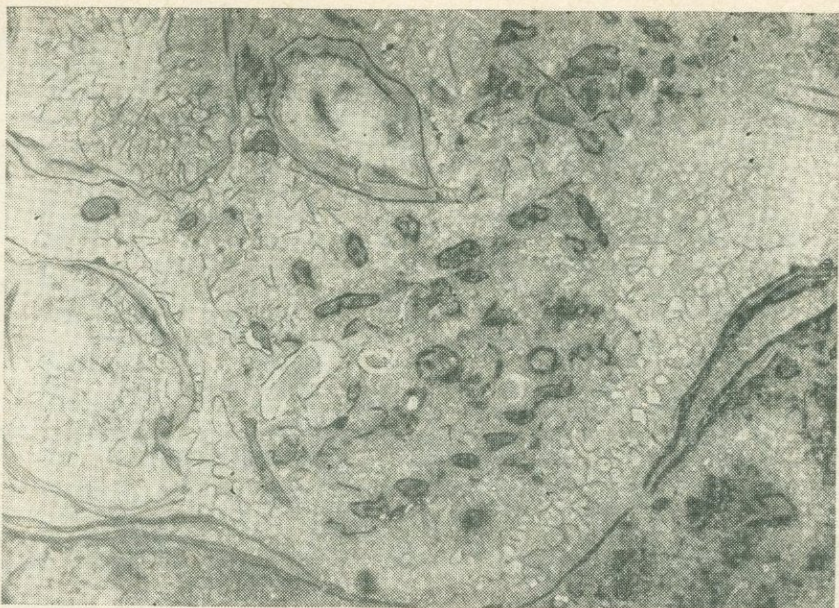


Рис. 5. Органогенный вторичный доломит с крупнокристаллической структурой основной массы и с инкрустациями.  $\times 8$ . Риф.

кристаллическим (см. рис. 4). В перекристаллизованной основной массе сохраняется только центральная часть инкрустации (см. рис. 5). Помимо инкрустаций, в этих породах имеются многочисленные каверны

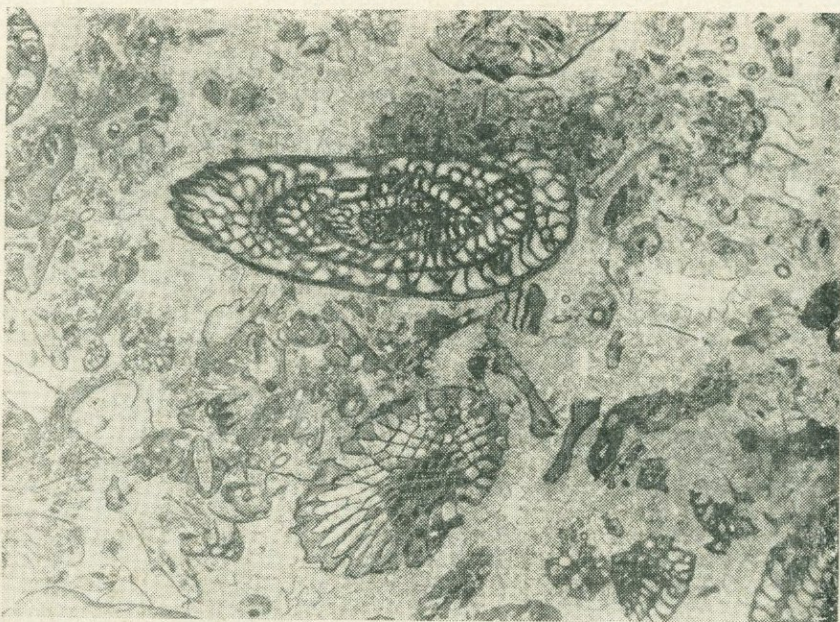


Рис. 6. Органогенный вторичный доломит с мелкокристаллической основной массой. Органические остатки представлены мшанками, остракодами и обломками раковин брахиопод.  $\times 8$ . Риф.



Рис. 7. Органогенно-обломочный вторичный доломит (детритус представлен мшанками и фораминиферами).  $\times 8$ . Риф.

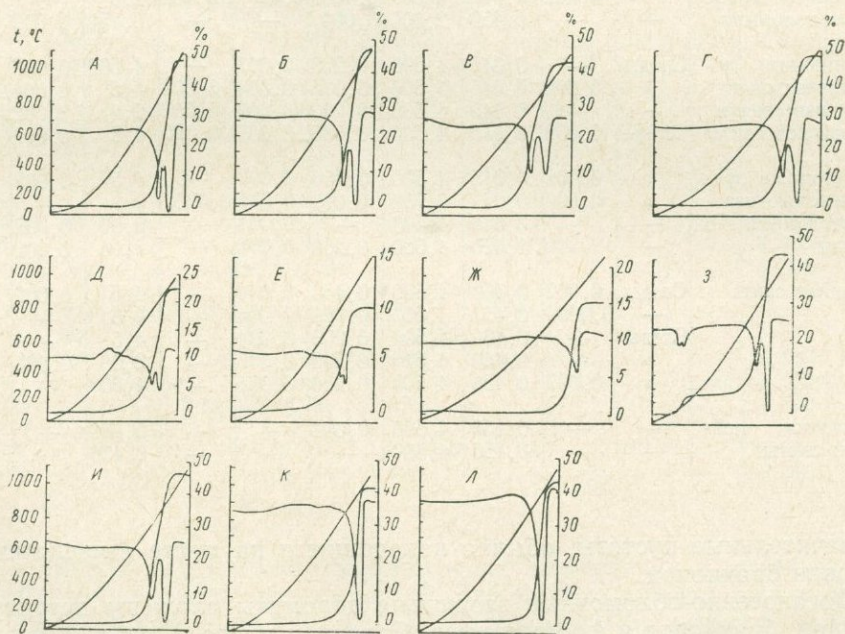


Рис. 8. Термограммы и кривые потери в весе карбонатных пород.

А — обр. 25, скв. 3, гл. 121 м, рифовый массив, доломит; Б — обр. 19, гора Ильинская, рифовый массив, доломит; В — обр. 28, гора Ильинская, «мантия» рифа, доломит глинистый; Г — обр. 18, гора Ильинская, рифовый массив, доломит; Д — скв. 3, гл. 38 м, доломитизированный кремнистый известняк, камайская свита; Е — обр. 17, Сухой Лог, доломитизированный кремнистый известняк, камайская свита; Ж — обр. 24, скв. 3, гл. 195 м, слабодоломитизированный известняк, иргинская свита; З — скв. 2, интервал 105—130 м, загипсованный доломитизированный известняк, дяковская свита; И — обр. 13, Сухой Лог, доломит, филипповская свита; К — обр. 6, Дьяков Лог, известняк глинистый доломитизированный, поповская свита; Л — обр. 27, Дьяков Лог, известняк туйская свита.

Результаты полуколичественного спектрального анализа карбонатных

Порода и свита	Li	Ga	Mn	Fe	Ti	Cr	V	Al	Co	Ni
	—	—	0,450	0,750	—	—	—	0,750	—	0,002
	—	—	0,200	0,150	—	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	0,450	0,004	—	—	0,450	—	0,002
	—	—	0,450	0,750	0,004	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	0,750	0,002	—	—	0,200	—	0,002
	—	—	0,075	0,045	—	0,004	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	0,750	—	—	—	0,075	—	—
	—	—	0,450	0,750	0,007	—	—	0,750	—	—
	—	—	0,450	0,750	—	—	—	0,200	—	—
	—	—	0,150	0,750	—	—	—	0,075	—	—
	—	—	0,200	4,500	—	—	—	0,075	—	—
	—	—	0,075	0,750	—	—	—	0,750	—	—
	—	—	0,450	0,750	0,002	—	—	0,750	—	—
	—	—	0,450	0,750	—	—	—	0,450	—	0,002
	—	—	0,450	0,045	—	—	—	0,750	—	—
	—	—	0,450	0,450	0,004	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,150	0,450	—	—	—	0,075	—	—
	—	—	0,450	2,000	—	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	2,000	—	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	0,750	—	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	0,450	—	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	0,750	0,045	—	—	2,000	—	—
Рифогенные глинистые доломиты	—	0,002	0,045	4,50	0,450	0,02	0,004	2,0	—	—
	—	—	0,450	2,000	0,004	—	—	0,750	0,002	0,004
Окремленные доломитизированные известняки каймакской свиты	Следы	—	0,045	4,500	0,200	0,007	—	4,500	0,002	0,002
	»	0,002	0,045	4,500	0,075	0,004	0,004	4,5	0,004	0,004
	—	—	0,045	4,500	0,200	0,007	0,004	2,0	0,002	0,002
	Следы	0,002	0,045	4,500	0,045	0,007	0,020	4,5	0,002	0,002
Окремленные фузулиновые известняки иргинской свиты	»	0,002	0,045	4,500	0,450	0,007	—	4,5	0,002	0,007
	»	0,002	0,02	0,750	0,007	0,002	0,0007	0,7	—	0,004
	—	—	0,045	4,500	—	0,004	—	2,00	0,002	0,007
	—	—	0,020	4,500	0,200	0,004	—	2,00	0,002	0,004
Поповская свита	Следы	0,002	0,450	4,500	0,450	0,004	—	4,5	0,002	0,004
	—	0,0007	0,45	4,500	0,020	0,004	—	4,5	—	0,004
	Следы	—	0,450	4,500	0,200	0,004	—	4,5	—	0,004
	»	—	0,450	4,500	0,200	0,007	—	2,0	0,004	0,004
	»	0,002	0,450	4,500	0,200	0,004	—	4,500	—	0,004
Известняки туюской свиты	—	—	0,450	4,500	0,004	—	—	0,450	—	—
	—	—	0,450	4,500	—	—	—	0,450	—	—

и значительные пустоты, обычно находящиеся на месте выщелоченных раковин брахиопод.

Органогенно-обломочные вторичные доломиты сложены детритусом мшанок, брахиопод и фораминифер. Основная масса в них также обычно перекристаллизована (рис. 7).

Скв. 1 и 3 показали, что рифовый массив окружен с периферии оболочкой глинистых вторичных доломитов. Эта порода содержит до 10% нерастворимого остатка (см. табл. 1), имеет пелитоморфную, местами комковатую и сгустковую структуру основной массы, в которой встречается мелкий и редкий органогенный детрит, а также инкрустации причудливой формы.

Таблица 2

пород геологического окружения горы Ильинской, усл. ед.

Св	Na	W	Zr	Sr	Ba	Ag	Bl	Pb	Sn	Si	P
0,004	0,04	—	—	0,002	—	—	—	—	—	0,450	0,045
0,002	—	Следы	—	0,007	—	0,004	—	—	—	0,045	—
0,004	0,04	»	—	0,020	0,045	—	—	—	—	0,045	—
0,007	0,07	—	—	0,007	—	—	—	0,002	0,002	0,020	0,02
0,002	0,004	Следы	—	0,020	—	—	—	—	—	0,045	—
0,001	—	»	—	—	—	0,007	—	—	—	0,045	—
0,004	—	»	—	0,004	—	0,004	—	—	—	0,075	—
0,004	0,045	»	—	0,002	0,004	—	0,002	—	—	0,450	—
0,004	0,045	»	—	0,007	0,007	—	0,002	—	—	0,045	—
0,004	0,045	»	—	0,020	—	—	—	—	—	0,075	—
0,002	—	»	—	0,007	—	0,004	—	—	—	0,045	0,020
0,002	—	»	—	0,002	—	—	—	—	—	0,045	—
0,002	0,045	»	—	0,007	—	0,007	—	—	—	0,200	—
0,004	0,045	»	—	0,020	0,045	0,020	—	—	—	—	—
0,002	0,045	»	—	0,020	—	—	—	—	—	0,045	—
0,004	0,045	»	—	0,004	—	—	—	—	—	0,045	0,045
0,004	0,002	—	—	0,020	—	0,075	—	—	—	0,045	—
0,004	0,020	—	—	0,007	0,020	—	—	—	—	0,045	—
0,002	0,020	—	—	0,004	—	Следы	—	—	—	0,045	—
0,002	0,020	—	—	0,004	—	»	—	—	—	0,045	—
0,001	0,020	—	—	0,004	0,020	—	—	—	—	0,045	—
0,002	0,045	Следы	—	0,007	0,007	—	—	—	—	0,450	—
0,004	0,045	—	0,004	—	—	—	—	0,004	0,002	4,50	—
0,004	0,045	—	—	0,007	0,007	—	0,002	0,002	0,0004	0,2	—
0,004	0,450	—	0,002	0,020	—	—	0,004	—	—	4,500	—
0,004	0,075	—	0,004	0,004	0,007	—	0,004	—	—	4,500	—
0,002	0,045	—	—	0,020	—	Следы	0,002	—	—	4,500	—
0,007	0,2	—	—	0,007	0,004	—	0,004	—	—	—	—
0,004	0,45	Следы	0,004	0,004	0,004	—	—	—	—	4,500	—
0,004	0,20	—	—	0,007	—	—	—	—	—	4,500	—
0,002	—	—	0,004	0,004	—	—	0,002	—	—	4,500	—
0,004	0,20	—	0,004	0,002	—	—	—	—	—	4,500	—
0,004	0,004	Следы	0,004	0,045	0,020	—	—	—	—	—	—
0,004	0,002	»	—	0,045	0,020	0,007	—	—	—	—	—
0,004	0,04	—	—	0,070	0,004	—	—	—	—	4,500	0,045
0,004	—	Следы	—	0,450	0,020	—	—	—	0,002	4,500	—
0,004	—	»	0,002	0,045	0,075	—	—	—	—	4,500	—
0,0004	—	»	—	0,075	0,020	0,045	—	—	—	0,075	—
0,0004	—	—	—	0,045	0,045	—	—	—	—	0,075	—

На кремнистых и доломитизированных известняках каймакской свиты залегают доломиты филипповской. Это хорошо наблюдается в северном борту Сухого Лога (см. рис. 1). С размывом на рифовом массиве и дьяковской свите лежат дырчато-брекчиевидные лемазипские известняки, которые перекрываются отложениями поповской и туюской свит.

Мы изучали химический состав карбонатных пород рифового массива и вмещающих его пород. С этой целью в Институте геологии и геохимии УФАН СССР Т. П. Медведева выполнила 10 полных химических и Н. А. Ярош — 39 спектральных полуколичественных анализов. Мы сделали 13 термовесовых анализов на установке АТВУ-10А. При химических анализах определено содержание CO<sub>2</sub> и нерастворимого

Сопоставление результатов полуколичественных спектральных анализов

Порода	Mo	Li	Ga	Mn	Fe	Ti	Cr	V	Al	Co
Рифовые вторичные										
Нерастворимый остаток	—	—	—	0,02	0,750	0,200	0,020	—	2,000	—
Порода	—	—	—	0,02	2,000	0,200	0,020	—	2,000	—
Нерастворимый остаток	—	—	—	0,20	4,500	—	—	—	0,075	—
Порода	—	—	—	0,15	0,750	0,004	—	—	0,450	—
Камайские окремненные										
Нерастворимый остаток	—	—	—	0,004	0,07	0,200	0,002	—	2,000	—
Порода	—	Следы	—	0,045	4,50	0,450	0,007	—	4,500	0,002
Иргинские										
Нерастворимый остаток	—	—	—	0,020	2,00	0,450	0,002	—	2,000	—
Порода	—	—	—	0,004	0,75	0,004	0,002	—	0,450	—
Нерастворимый остаток	—	Следы	0,002	0,045	4,50	0,200	0,007	—	4,500	0,002
Порода	—	»	0,002	0,020	0,75	0,007	0,002	0,007	0,75	—
Тастубский										
Нерастворимый остаток	0,004	—	—	0,004	2,00	0,020	0,004	0,004	4,50	—
Порода	—	—	—	0,004	2,00	0,045	0,007	—	0,75	—
Филипповские										
Нерастворимый остаток	0,002	—	0,002	0,020	4,50	0,450	0,020	0,002	0,75	—
Порода	—	—	—	0,750	0,75	—	0,004	—	0,45	—
Поповские										
Нерастворимый остаток	0,002	—	0,002	0,020	2,00	0,450	0,020	0,002	4,50	—
Порода	—	Следы	—	0,450	4,50	0,450	0,007	—	2,00	0,002

карбонатных пород и их нерастворимых остатков, ус. ед.

NI	Cu	Na	W	Zn	Sr	Pa	As	Bi	Pb	Sn	Si
доломиты											
—	0,002	0,045	—	—	—	—	—	—	—	0,002	4,50
—	0,004	—	—	—	—	0,020	—	—	—	—	4,50
—	0,002	—	Следы	—	0,007	—	0,004	—	—	—	0,04
—	0,007	0,075	»	—	0,007	—	—	—	0,002	0,002	0,04
известняки											
—	0,002	0,045	»	0,002	—	—	—	—	—	—	4,50
0,002	0,004	0,450	—	0,002	0,020	—	—	0,004	—	—	4,50
окремненные фузулицидные известняки											
—	0,004	0,040	—	—	—	—	—	—	—	—	4,50
—	0,002	0,045	—	—	—	—	—	—	—	—	4,50
0,004	0,004	0,450	Следы	0,004	0,004	0,004	—	—	0,002	0,002	4,50
0,004	0,004	0,200	—	—	0,007	—	—	—	—	—	4,50
известняк											
0,002	0,002	0,020	Следы	—	—	—	—	—	—	0,002	4,50
0,002	0,002	0,075	—	—	0,200	0,004	—	—	—	—	4,50
доломиты											
0,004	0,004	0,045	0,45	0,002	—	0,020	—	0,004	0,004	0,002	4,50
—	0,002	0,045	—	—	—	—	—	—	—	—	0,75
доломиты											
0,002	0,004	0,045	0,020	0,007	—	0,020	—	—	0,004	0,002	4,50
0,002	0,002	—	Следы	—	0,200	0,020	—	—	—	—	4,50

остатка. В солянокислой вытяжке определяли  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $SO_3$ . Как видно из табл. 1, карбонатные породы рифового массива характеризуются небольшими количествами нерастворимого остатка (0,64—1,74%) и высокими содержаниями  $MgO$ ,  $CaO$ . Обр. 19 и 25, судя по данным химических анализов, близки к теоретическому составу чистых доломитов. Обр. 28, представляющий собой глинистый карбонат, который как мантия «обволакивает» рифовый массив, содержит 9,88% нерастворимого остатка и представлен также доломитом. Термовесовые исследования обр. 19, 25, 28, взятых из рифа, подтверждают выводы химических анализов, что эти породы являются доломитами (рис. 8).

Высокие содержания нерастворимого остатка в известняках тастубского горизонта (обр. 1), в доломитизированных известняках камайской (обр. 14) и иргинской (обр. 23, 24) свит объясняются повышенной кремнистостью.

Результаты полуколичественных спектральных анализов (табл. 2) показывают, что слоистые карбонатные породы различных свит, разновозрастных рифу, весьма близки по составу химических элементов и, вместе с тем, отличаются от массивных рифогенных вторичных доломитов.

В рифогенных доломитах обнаружено постоянное присутствие следующих элементов-примесей: марганца, кремния, железа, алюминия, меди, стронция. Весьма характерны и часто, но не всегда, встречаются в этих доломитах мышьяк, титан, натрий, вольфрам. Довольно редок фосфор, никель, барий. В единичных случаях анализы показывают присутствие олова, свинца, висмута и хрома.

В слоистых породах геологического окружения рифового массива горы Ильинской обнаружены элементы-примеси, перечисленные выше, а также новые акцессории: литий, галлий, хром, кобальт и цирконий.

Никель и барий — редкие элементы в рифовых известняках, но в слоистых породах обнаруживаются часто. Довольно редко в этих породах встречается ванадий, который в рифовых доломитах не отмечен. Важная особенность слоистых карбонатных пород геологического окружения рифа — более высокие содержания (в 6—10 раз) кремния, железа и алюминия.

Интересные результаты получены при сопоставлении спектральных анализов карбонатных пород и выделенных из них нерастворимых остатков (табл. 3). Установлено со всей очевидностью, что молибден связан с нерастворимым остатком, а стронций, литий и кобальт — с карбонатной частью исследованных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дорофеев Н. В. Геологическое строение северной части Уфимского плато (район рр. Шуртана и Сараны). — Геология Западного Урала. Л.—М., Гостоптехиздат, 1950.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. — Тр. ВНИГРИ, н. сер., 1949, вып. 46.
- Фредерикс Г. Н. Уфимское плато в Красноуфимском крае. — Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 4.
-

Д. Ф. ШАМОВ, М. А. КАМАЛЕТДИНОВ  
*Уфимский нефтяной научно-исследовательский институт,  
Стерлитамакская геологопоисковая контора*

### НИЖНЕПЕРМСКИЕ РИФОВЫЕ МАССИВЫ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Еще до начала разведочных работ на нефть в Башкирском Предуралье было известно около десяти изолированных выходов массивных органогенных известняков, возраст которых в то время обычно определяли как верхнекаменноугольный. Такими выходами были Стерлитамакские горы-одиночки: Юрак-Тау, Куш-Тау, Шах-Тау и Тра-Тау, а также горы Тастуба, Ярославка и др., расположенные на восточной окраине Уфимского плато. Большинство исследователей того времени считало эти горы тектоническими структурами или эрозионными останцами, и только профессор Д. В. Наливкин в первом издании своей книги «Учение о фациях» высказал точку зрения о их рифовом происхождении (Наливкин, 1932).

После того как в 1932 г. в районе дер. Ишимбаево в погребенных известняковых массивах, подобных массивам Стерлитамакских гор-одиночек, были обнаружены богатые залежи нефти, интерес к известняковым массивам Башкирского Предуралья сильно возрос, и было начато их разностороннее изучение. Для решения вопроса о генезисе этих массивов прежде всего было необходимо стратифицировать слагающую их толщу однородных известняков. Эта задача была выполнена в 1935—1937 гг. в результате детального изучения ископаемой фауны фузулинид, проведенного коллективом палеонтологов ЦНИЛ треста «Башнефть» при консультации Д. М. Раузер-Черноусовой. В толще массивных известняков нижней перми Ишимбая мощностью более чем 1000 м было выделено 10 биостратиграфических горизонтов и зон. В настоящее время эта толща подразделена на три яруса: ассельский, представленный тремя горизонтами, сакмарский, состоящий из тастубского и стерлитамакского горизонтов, первый из которых разделен на три зоны, и артинский, расчленяющийся на три горизонта — бурцевский, иргинский и саргинский.

В результате изучения литологии погребенных массивов Ишимбая, на базе уже упомянутой стратиграфической схемы сотрудники ЦНИЛ А. А. Трофимук и А. Н. Дубровин (1936) сделали вывод о рифовой природе известняковых массивов окрестностей Ишимбая и Стерлитамака. Однако этот вывод был принят не сразу. Другие авторы продолжали стоять на точке зрения тектонического и эрозионного происхождения этих массивов, и потребовалось еще 6 лет упорного труда, прежде чем рифовая гипотеза получила, наконец, почти всеобщее признание. В на-

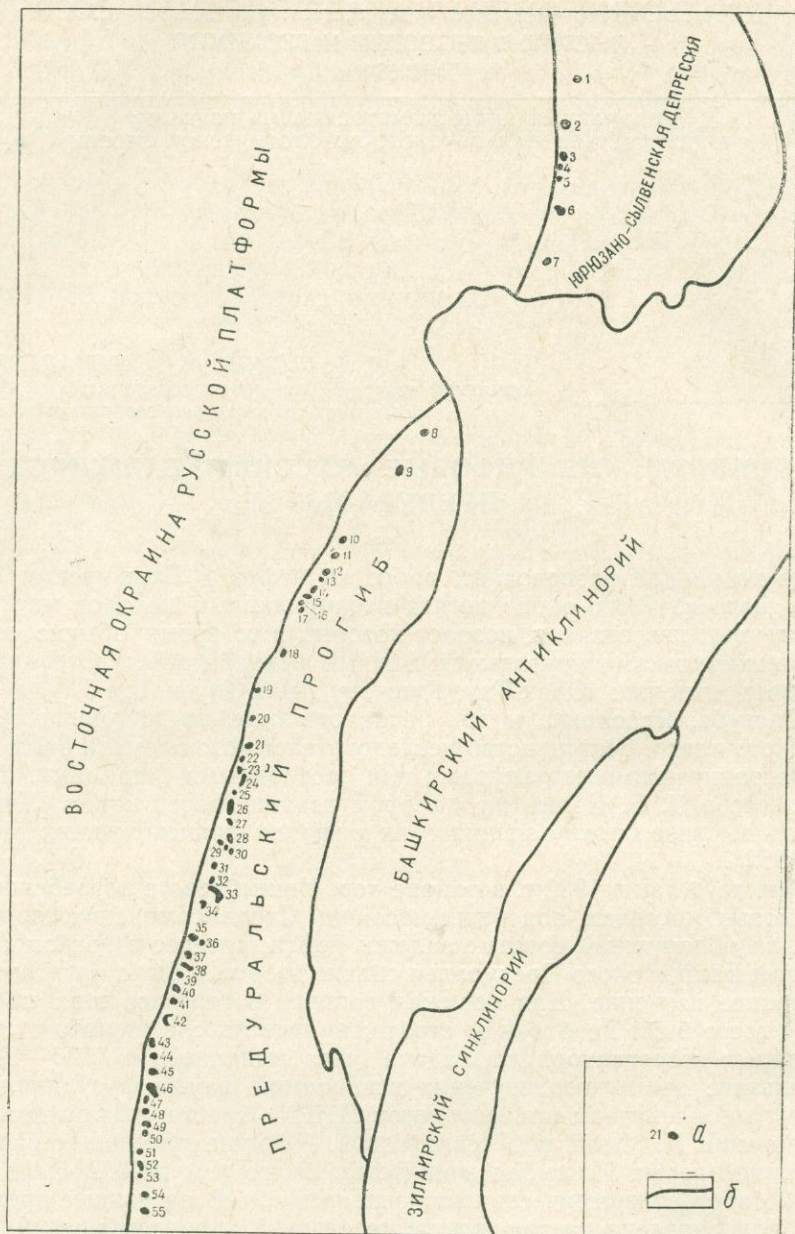


Рис. 1. Схема расположения рифовых массивов Башкирского Предуралья.

*a* — рифовые массивы; *б* — границы структурно-фациальных зон. Рифовые массивы: 1 — Абдуллинский, 2 — Ярославский, 3 — Тастубский, 4 — Чертанский, 5 — Дуванский, 6 — Улькундинский, 7 — Айрский, 8 — Казаякский, 9 — Лемезинский, 10 — Белорусс-Александровский, 11 — Липовский, 12 — Северо-Ирныкшинский, 13 — Южно-Ирныкшинский, 14 — Карташевский, 15 — Северо-Каран-Киншкский, 16 — Каран-Киншкский, 17 — Утягановский, 18 — Александровский, 19 — Нагадакский, 20 — Ивановский, 21 — Северо-Покровский, 22 — Покровский, 23 — Куганакский, 24 — Новотроевский, 25 — Юрак-Тау, 26 — Куш-Тау, 27 — Шахтау, 28 — Новый Шихан, 29 — Карайгановский, 30 — Тра-Тау, 31 — Яр-Бишкалакский, 32 — Кусяпкуловский, 33 — Ишимбаевская связка, 34 — Аллакаевский, 35 — Столярский, 36 — Северо-Зирганский, 37 — Западно-Зирганский, 38 — Гведеновский, 39 — Южно-Введеновский, 40 — Тереклинский, 41 — Грачевский, 42 — Казанковский, 43 — Озеркинский, 44 — Мусинская связка, 45 — Канчуринский, 46 — Кумертауский, 47 — Шабагшский, 48 — Ермолаевский, 49 — Маячный, 50 — Молокановский, 51 — Кунакбаевский, 52 — Казларский, 53 — Прокопьевский, 54 — Якуповский, 55 — Мурапталовский.

стоящее время кроме ранее известных 12 массивов, выходящих на дневную поверхность, в Башкирском Предуралье поисково-разведочными работами на нефть и газ выявлено более 40 погребенных рифовых массивов, большинство из которых оказались продуктивными.

Нижнепермские рифовые массивы распространены в виде узкой полосы (рис. 1), протягивающейся от северной до южной границы Башкирии. Эту полосу можно рассматривать как барьерный риф, который окаймлял расположенный непосредственно к западу от него восточный край Русской платформы.

По размерам, форме и строению интересующие нас рифовые сооружения очень разнообразны. Среди них есть массивы усеченноконусовидной формы, имеющие в плане округлые очертания, и массивы в виде более или менее вытянутых, прямых или разветвленных хребтиков. Округлые массивы обычно имеют небольшие размеры. Диаметр их основания редко превышает 2 км, иногда не достигает и 1 км. Высота изменяется от 550 до 800 м. К числу таких массивов относятся горы Юрак-Тау и Тра-Тау, массивы Аллакаевский, Столяровский, Грачевский и др. (рис. 2).

В числе массивов, имеющих форму прямого хребтика, наиболее характерны гора Куш-Тау и Введенский массив. Массив Куш-Тау вытянут в меридиональном

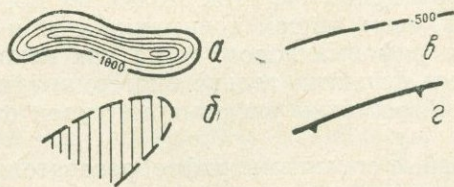
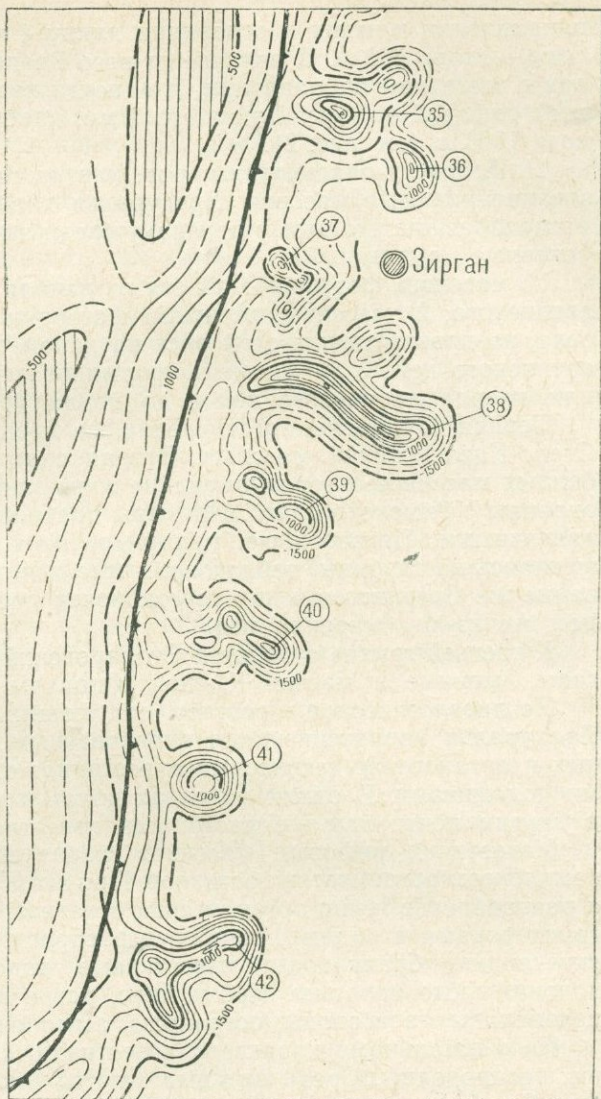


Рис. 2. Структурная схема участка рифовой зоны между Столяровским и Казанковским массивами.

*а* — рифовые массивы; *б* — складки платформенного типа; *в* — стратоногипсы кровли артинского яруса; *г* — западная граница Предуральской впадины. Рифовые массивы: 35 — Столяровский, 36 — Северо-Зирганский, 37 — Западно-Зирганский, 38 — Введенский, 39 — Южно-Введенский, 40 — Тереклинский, 41 — Грачевский, 42 — Казанковский.

направлении и имеет в основании длину 4 км, ширину около 1 км, высоту — около 600 м. В отличие от него Введенковский массив ориентирован в широтном направлении, т. е. почти перпендикулярно простиранию всей рифовой полосы. Длина его 7 км, наибольшая ширина 2,4 км, высота 1000 м (см. рис. 2).

По возрасту слагающих пород, или, иначе говоря, по времени образования рифовые массивы Предуралья характеризуются значительным разнообразием. По этому признаку среди них могут быть выделены три основные группы:

1) массивы, формировавшиеся от начала ассельского века до конца артинского; 2) массивы, начавшие формироваться с начала ассельского века, но прекратившие свой рост на каком-то отрезке сакмарского или артинского веков; 3) массивы, формировавшиеся с конца сакмарского или начала артинского веков до конца артинского века.

Первая группа немногочисленна, ее представляют Ишимбаевский и Старо-Казанковский массивы. Вторая охватывает большинство погребенных массивов, Стерлитамакские горы-одиночки и массивы восточной окраины Уфимского плато. Причины прекращения роста массивов были различными. Погребенные, например, прекращали свое развитие, погружаясь на глубины, неблагоприятные для рифообразования, формирование же Стерлитамакских гор-одиночек прекратилось в связи с выходом их из-под морских вод.

К третьей группе относятся Столяровский и Карагановский массивы, горы Змеиные и массив Южной Кашкары.

По литологическому составу слагающих пород рифовые массивы Предуралья характеризуются значительным преобладанием органогенных и органогенно-детритовых известняков над органогенно-детритовыми доломитами. В одних массивах доломиты встречаются очень редко, в других почти так же часто, как известняки.

Известняки рифовых массивов характеризуются весьма богатым комплексом органических остатков. При этом наблюдается как богатство и разнообразие групп органических остатков, так и богатство отдельных групп родами и видами. Наиболее распространены здесь мшанки, морские лилии, брахиоподы, известковые водоросли, гидрактиниоды и колониальные кораллы. Кроме того, встречаются одиночные кораллы, пелециподы, гастроподы, остракоды, аммоноидеи, трилобиты и др.

По фациальному характеру известняки, слагающие рифовые массивы, неоднородны. Среди них выделяются биогермные разности, в которых большинство органических остатков находится в своем прижизненном положении, и органогенно-детритовые, сложенные скоплением обломков и целых скелетов различных морских организмов. Следует подчеркнуть, что в нашем понимании и те и другие являются различными фациями рифовых пород, тогда как некоторые исследователи считают рифовыми фациями только биогермные известняки, а органогенно-детритовые известняки рифовых массивов относят уже к нерифовым фациям.

Основные организмы рифообразователи в биогермных известняках — мшанки, известковые водоросли, гидрактиниоды, а также колониальные и одиночные кораллы. В органогенно-детритовых известняках наиболее характерными органическими остатками являются детрит мшанок, членики криноидей и раковинки фузулинид. В распространении в теле рифовых массивов биогермных и органогенно-детритовых известняков трудно уловить определенную закономерность. Обычно биогермные известняки преобладают в восточных и южных частях массивов, органогенно-детритовые — в западных и северных. В отдельных случаях удавалось

наблюдать кольцеобразное распространение биогермных известняков. Следует отметить большое богатство биогермными известняками верхов ассельского яруса и стерлитамакского горизонта сакмарского яруса. В тастубском горизонте сакмарского яруса и в артинском ярусе биогермные известняки встречаются несколько реже.

Состав рифообразующих организмов по отдельным горизонтам неодинаков. В верхнем шиханском горизонте ассельского яруса широко распространены известняковые водоросли и мшанки, а также одиночные кораллы; для тастубского характерны мшанки и колониальные кораллы; в стерлитамакском также развиты мшанки и колониальные кораллы, но основными рифообразователями являются гидрактиниоды. В нижнеартинских отложениях основными рифообразователями остаются мшанки, а сопутствующей группой — брахиоподы. Наконец, в верхнеартинских отложениях рифообразователями в одних случаях являются мшанки, в других — одиночные кораллы-кладохонусы, в третьих — особого типа известковые водоросли.

Кратко остановимся на вопросе о взаимоотношении фаций, слагающих рифовые массивы, с другими фациями нижнепермских отложений Предуралья. Рифовые массивы распространены в полосе взаимного перехода между областями развития платформенных и депрессионных фаций (см. рис. 1). Рифовые фации представляют собою как бы разновидность платформенных фаций, возникшую в условиях быстрого прогибания дна бассейна и непосредственной близости к участку моря с большими глубинами.

В наиболее типичном выражении породы рифовых, платформенных и депрессионных фаций четко отличаются друг от друга, и установление той или другой фации не вызывает какого-либо затруднения. Но кроме типичных пород, встречается целый ряд разностей, образующих постепенные переходы между фациями, и тогда установить принадлежность породы к той или иной фации бывает трудно. Например, у подножий рифовых массивов часто встречаются известняковые конгломерато-брекчии, образующие постепенный переход между рифовыми известняками и глинистыми карбонатами депрессионных фаций. Следует также отметить, что в отдельных случаях наблюдались прослои пород одного фациального типа среди области сплошного распространения пород другого типа. Так, рифовые известняки отмечались на окраинах платформы и на структурах, сложенных депрессионными фациями, а породы платформенного типа — на западных окраинах ряда рифовых массивов.

Следует отметить, что в ассельском веке породы рифового типа были наиболее широко распространены, формируя на отдельных участках платформенной и депрессионной областей. Можно предполагать, что между многими рифовыми массивами на больших глубинах развиты маломощные рифовые образования ассельского возраста.

Рифовые фации отличаются светлой окраской пород, массивностью, весьма низким содержанием нерастворимого остатка, большой мощностью горизонтов и зон, обилием и разнообразием органических остатков и, главным образом, остатков организмов рифообразователей. Из последних для нижнепермских рифовых известняков наиболее характерны мшанки, известковые водоросли и гидрактиниоды, но две первые группы изредка встречаются и в других фациях. Переход рифовых фаций в нерифовые может происходить или путем постепенного замещения, или же резко, с полным отсутствием пород промежуточной зоны.

Одним из наиболее характерных признаков рифовых фаций являются условия их залегания. Если платформенные и депрессионные фации характеризуются нормальными условиями залегания, когда подошва

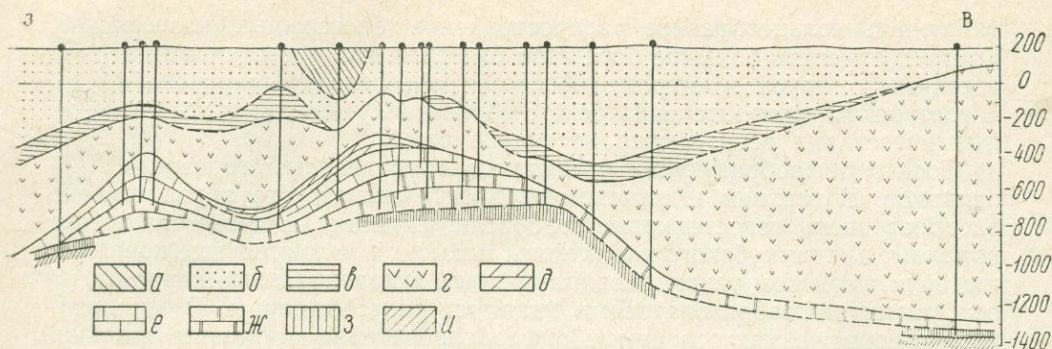


Рис. 3. Схематический геологический разрез через Буранчинский и Кузьминовский рифовые массивы Ишимбаевской связи.

*а* — третичные отложения (глины, пески); *б* — уфимская свита верхней перми (песчаники, аргиллиты, конгломераты); *в* — переходная толща уфимской свиты (загипсованные песчаники и аргиллиты); *г* — кунгурский ярус нижней перми (соли, гипсы, ангидриты); *д* — *э* — массивные рифогенные известняки (*д* — артинский ярус, *э* — стерлитамакский горизонт сакмарского яруса, *ж* — тастубский горизонт сакмарского яруса, *з* — ассельский ярус); *и* — верхний карбон (слоистые известняки платформенной фации).

и кровля слоя представляют собою субпараллельные плоскости, то в рифовых фациях подошва и кровля почти всегда представляют собою непараллельные, искривленные поверхности. В средней части рифового массива слои обычно лежат более или менее спокойно, но на его периферии почти всегда имеют наклон по направлению склона поверхности массива (рис. 3).

Прослеживая цепочку рифовых массивов от северной до южной границы Башкирии, мы видим, что отдельные ее участки находятся на весьма различных абсолютных отметках. Так, на восточной окраине Уфимского плато рифовые массивы выходят на дневную поверхность. На севере — у границы Башкирии, обнажаются только вершины массивов, на юге же массивы возвышаются над окружающей местностью более чем на 150 м.

Непосредственно к югу от тектонического комплекса Кара-Тау также известно несколько обнаженных массивов: горы Большая и Малая Змеиные, Липовая и др. Еще далее к югу, в пределах полосы длиной в 140 км, известны только погребенные массивы. Однако величина их погружения не особенно велика. Абсолютные отметки вершин 12 открытых здесь массивов изменяются от —50 до —600 м.

Южнее описанного участка, на протяжении 18 км рифовые массивы выведены на дневную поверхность. Это Стерлитамакские горы-одиночки, четыре массива с отметками вершин от +335 до +400 м и два полупогребенных массива — Малый Шихан и Новый Шихан с отметками вершин, соответственно, около +170 и +190 м.

К югу от горы Тра-Тау рифовые массивы снова быстро погружаются. Вначале степень их погружения невелика, но затем все более и более увеличивается. Так, вершина Ишимбайской связи массивов достигает отметки —100, вершина Старо-Казанковского массива — 500, Канчуринского —950 и Совхозного —1200 м.

Таким образом, прослеживая с севера на юг глубины залегания рифовых массивов, мы подмечаем две особенности — постепенное погружение массивов к северу и к югу от тектонического комплекса Кара-Тау и наличие в зоне распространения рифов поперечных, приподнятых блоков, в пределах которых рифы выступают на дневную поверхность. Примером такого блока является район Стерлитамакских гор-одиночек.

Следует отметить, что суммарная мощность нижнепермской карбонат-

ной толщи в последнем районе значительно сокращена по сравнению с расположенной южнее Ишимбаевской связкой погребенных массивов, что свидетельствует о более медленном темпе погружения шиханского блока в течение почти всего нижнепермского времени.

Наиболее крупные погребенные рифовые массивы, такие как Ишимбаевский, Введеновский, Кумертауский, располагаются в южной части

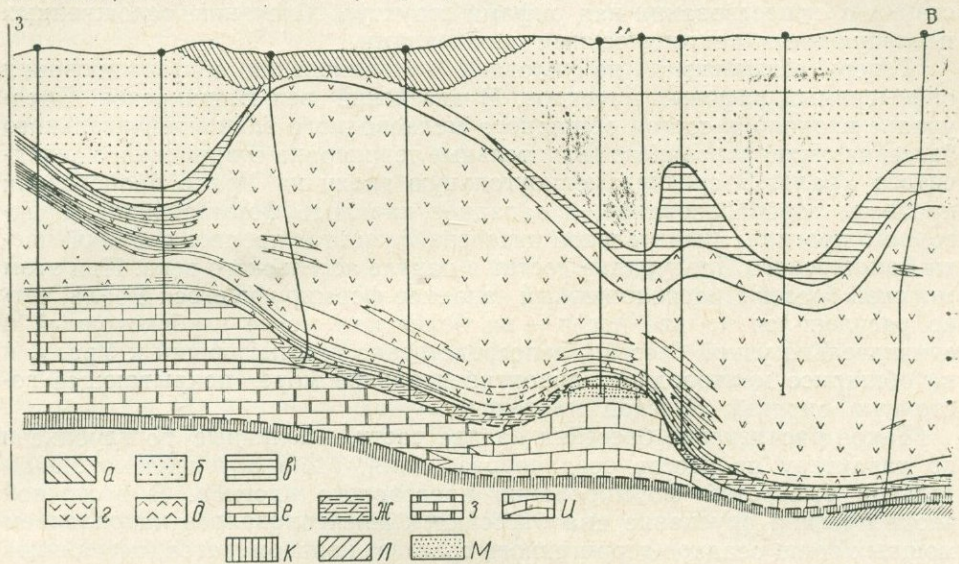


Рис. 4. Геологический разрез через западный борт Предуральского прогиба на широте Маячного рифового массива:

*a* — третичные отложения (глины, пески); *б* — уфимская свита верхней перми (песчаники, аргиллиты, алевролиты, конгломераты); *в* — переходная толща уфимской свиты (загипсованные песчаники и аргиллиты); *г, д* — кунгурский ярус нижней перми (*г* — соли, *д* — гипсы и ангидриты); *е, ж* — артинский ярус (*е* — слоистые известняки платформенной фации); *ж* — глинистые известняк и мергели депрессионной фации); *з* — сакмарский и ассельский ярусы, платформенная фация (слоистые известняки); *и* — сакмарский и ассельский ярусы, рифовая фация (массивные известняки); *к* — верхний карбон (известняки); *л* — средний карбон (известняки); *м* — газовая залежь.

полосы их развития, южнее г. Стерлитамака. Эти же массивы являются и наиболее богатыми нефтью и газом, что, возможно, объясняется более быстрым темпом погружения, лучшими условиями захоронения залежей при большей мощности покрывающих массивы галогенных пород кунгура, а также тем, что поднятый шиханский блок служил препятствием на пути миграции углеводородов, происходившей с юга на север, по региональному восстанию пластов. Подстилающие рифы каменноугольные отложения представлены слоистыми известняками платформенного типа.

Отложения, покрывающие погребенные рифовые массивы, подразделяются на два комплекса — нижний, представленный галогенной толщей кунгурского яруса, и верхний, терригенный комплекс, включающий в себя осадки верхней перми, мезозоя, третичной и четвертичной систем. В составе кунгурских образований обычно выделяются три пачки: нижняя — ангидритовая (подсолевая), средняя — солевая и верхняя — гипсово-ангидритовая. Довольно часто в вершинных частях массивов отсутствуют артинские отложения и налегание ангидритовой пачки непосредственно на известняки сакмарского яруса (см. рис. 3, 4).

Изучение подсолевой пачки кунгура, сложенной ангидритами с прослоями доломитов, над рифовыми массивами в пределах Стояровской

и Мелеузовской зон, показывает существование различных соотношений разрезов: 1) вершинам массивов соответствует увеличенная мощность подсолевой пачки; 2) вершинам массивов соответствует уменьшенная, местами до полного выклинивания, мощность подсолевой пачки; 3) вершинам соответствует уменьшенная, а верхним частям склонов — увеличенная мощность ангидритовой пачки. Подобные соотношения свидетельствуют о существовании над рифами структур облекания, осложненных последующими тектоническими движениями.

Теперь остановимся на условиях возникновения и формирования описываемых рифовых массивов. В визейский век Башкирское Предуралье входило в состав обширного мелководного эпиконтинентального бассейна, захватывающего значительные территории современного складчатого Урала. В среднекаменноугольную эпоху на Урале происходили процессы горообразования, а западнее началось формирование предгорного прогиба. Значительной интенсивности этот процесс в южной части Башкирского Предуралья достиг в начале ассельского века. При этом морской бассейн, расположенный западнее формирующегося Урала, четко расчленился на две части — на более или менее глубоководный и сравнительно узкий бассейн, непосредственно примыкающий к Уралу, и на обширное мелководное эпиконтинентальное море, покрывающее восточную окраину Русской платформы.

Такое расчленение бассейна на две части, различные по глубине и по характеру процессов осадкообразования, было обусловлено значительной быстротой формирования предгорного прогиба. В восточной части прогиба опускание дна бассейна компенсировалось накоплением мощных толщ осадков терригенного состава: конгломератов, песчаников и глин. В западной его части опускание было более медленным и компенсировалось накоплением органогенно-обломочных и хемогенных карбонатных отложений. В осевую часть прогиба терригенный материал поступал в весьма небольшом количестве. Осадконакопление происходило здесь более медленно и не компенсировало прогибание, в результате чего постепенно образовалась область более или менее значительных глубин.

В зоне взаимоперехода между глубоководной и мелководной частями бассейна с начала ассельского времени начали формироваться мощные известняковые сооружения, в значительной своей части сложенные скелетами рифообразующих организмов.

Такая закономерность в распространении рифовых массивов находит вполне естественное объяснение. Мы знаем, что рифообразующие организмы могут сооружать мощные постройки лишь при продолжительном и сравнительно медленном опускании морского дна. Если прогибание будет еще более медленным, рост рифового сооружения задержится, так как уровень бассейна явится пределом, выше которого жизнь рифообразователей будет невозможна. С другой стороны, если скорость прогибания будет превышать скорость роста рифообразователей, риф постепенно погрузится на глубину, неблагоприятную для их жизни, и рост его прекратится.

Таким образом, рифостроящие организмы могут интенсивно развиваться только в мелководном бассейне. В то же время следует подчеркнуть, что для процветания рифообразователей требуются большие глубины в непосредственной близости от области рифообразования, так как для жизни рифообразователей необходимо большое количество морской воды, богатой кислородом и планктонными организмами.

Обширный, равномерно мелководный бассейн неблагоприятен для возникновения мощных рифовых сооружений, и наоборот, такие усло-

вия имеются там, где область мелководья соприкасается с областью больших глубин и где наблюдается постоянное движение воды в виде течения и прибоя.

Следовательно, нижнепермские рифовые массивы генетически тесно связаны с Предуральной депрессией. Они возникли одновременно с нею, на ее западной окраине, на грани глубоководной и мелководной частей бассейна. Распространение рифовых массивов в своих деталях, конечно, не было обусловлено только простираем западного борта депрессии. В действительности картина их распространения, вероятно, значительно осложнилась первоначальными неровностями дна, неравномерностью прогибания отдельных участков депрессии, влиянием течений, характером берегов бассейна и т. п. Следует полагать, что наиболее благоприятными для рифообразования были сводовые части пологих складок, сформировавшихся к концу верхнекаменноугольной эпохи.

В заключение кратко охарактеризуем геологическое строение Стерлитамакских гор-одиночек, т. е. тех рифовых массивов, знакомство с которыми было осуществлено во время одной из состоявшихся экскурсий.

Характерным признаком распространения гор-одиночек является то, что они расположены вдоль почти прямой линии, общей протяженностью в 18 км. Их линейное расположение, наряду с высокими абсолютными отметками, явно свидетельствует о приуроченности к четко выраженной тектонической структуре.

Вторым характерным признаком строения Стерлитамакских гор-одиночек является их сравнительно небольшая высота. Если расположенные южнее массивы Ишимбаевского района достигают 750—1100 м, то высота массива горы Тра-Тау не превышает 600 м.

Следующей особенностью гор-одиночек является почти полное отсутствие в них рифовых известняков нижнеартинского возраста. Артинский ярус здесь представлен только верхним подъярусом, который сложен кладохонусовым известняком, выполняющим многочисленные трещины и небольшие впадины на поверхности массива, а также буровато-серыми глинистыми известняками. Рифовые известняки бурцевского горизонта были обнаружены только на одном участке западного склона горы Куш-Тау.

Малая высота массива гор-одиночек объясняется не только отсутствием в них артинского яруса, но и тем, что в послееассельское время рост массивов происходил весьма медленно, и они в основном разрастались не вверх, а в стороны.

Последним признаком гор-одиночек является наличие в слагающих их известняках многочисленных трещин и пустот, выполненных породами верхнеартинского времени.

Особенности строения гор-одиночек привели нас к выводу о том, что условия формирования массивов были на этом участке несколько специфическими. Если в ассельский век прогибание дна бассейна было здесь нормальным и даже несколько ускоренным, то в сакмарский оно происходило весьма замедленно, а в артинское время сменилось подъемом, когда большинство массивов было выведено на дневную поверхность и охвачено разрывом и карстовыми процессами. Только в конце верхнеартинского времени район гор-одиночек вновь подвергся значительному погружению, во время которого пустоты и трещины в рифовых известняках были заполнены глинисто-карбонатной массой.

Отдельные горы имеют следующие особенности строения.

*Гора Юрак-Тау.* Сложена в основном известняками ассельского яруса и тастубского горизонта. Вершина сложена известняками средней

зоны тастубского горизонта, известняки верхней зоны слагают западный склон горы. Известняки стерлитамакского горизонта обнаружены в виде отдельных изолированных пятен на склонах массива; кладохонусовые встречаются редко. Западный, хорошо обнаженный склон сложен органично-детритовыми известняками, местами с признаками перехода к платформенным фациям.

*Гора Куш-Тау.* Имеет форму меридионально вытянутого хребтика длиной в 4 км. Сильно залесена и обнажена хуже других гор. Сложена известняками ассельского яруса и обоих горизонтов сакмарского. В основании западного склона известен выход известняков бурцевского горизонта. Данных о выходах кладохонусового известняка нет.

*Гора Шах-Тау.* Имеет форму короткого хребтика. Сложена ассельским ярусом и обоими горизонтами сакмарского. Нижнеартинских отложений не обнаружено. Находится в состоянии разработки. В карьерах можно было наблюдать многочисленные крупные трещины, выполненные кладохонусовым известняком.

*Гора Тра-Тау.* Имеет форму купола. Сложена в основном известняками ассельского яруса. По данным определения фауны мшанок, на склонах горы встречаются известняки бурцевского горизонта. В ложбинах по склонам обнаружены глинистые известняки верхнеартинского подъяруса.

*Малый Шихан.* Полупогребенный массив, сочлененный с массивом горы Тра-Тау. Сложен в основном известняками нижнеартинского подъяруса. На вершине обнажаются кладохонусовые известняки и другие породы верхнеартинского подъяруса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Наливкин Д. В. Учение о фациях. М., ОНТИ, 1932.  
Трофимук А. А. и Дубровин А. Н. О природе нефтеносных известняковых массивов Ишимбаева. — Пробл. сов. геологии, 1936, № 11.
-

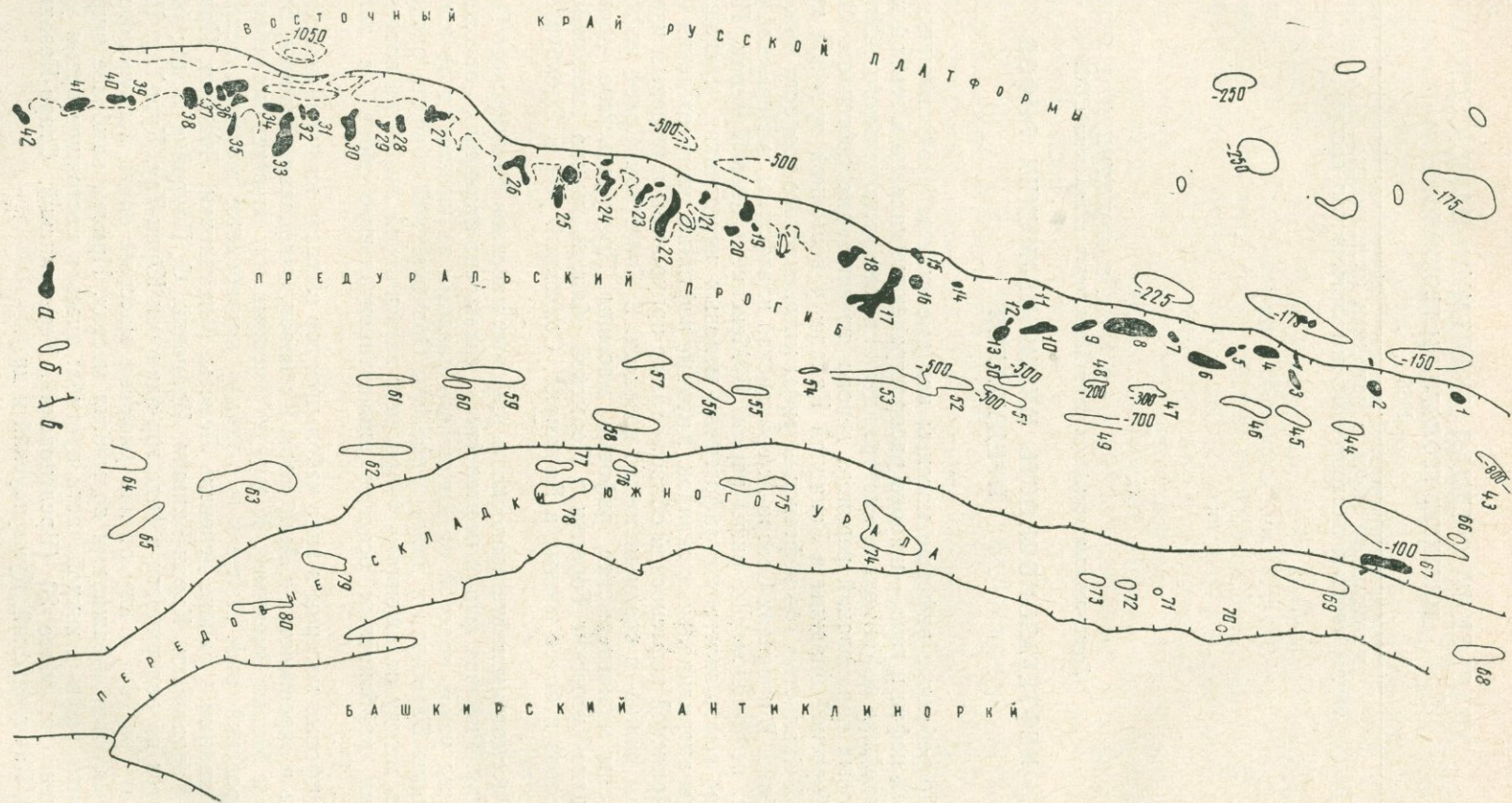
К. С. ЯРУЛЛИН, И. А. ЯКУПОВ  
*Горно-геологический институт Министерства геологии СССР (г. Уфа)*

## НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ НИЖНЕПЕРМСКИХ РИФОВ ПРЕДУРАЛЬЯ

Погребенные рифовые массивы как вместилища промышленных залежей нефти и газа — широко распространенное явление в земной коре. Богатейшие нефтегазовые месторождения в зоне регионального развития рифовых образований верхнего девона известны на восточном борту Альбертской впадины в Западной Канаде; у восточной границы предгорий Скалистых гор нефтеносны рифы миссисипского возраста нижнего карбона. В пределах Северо-Американской платформы, в Пермской впадине, нефтегазоносны рифы перми. В Мексике (район Тукспан, Посо-Рика) нефть залегает в рифогенных меловых известняках, слагающих своды антиклинальных складок. Крупные нефтяные месторождения Ирано-Иракской нефтеносной области также приурочены к рифовым известнякам ниже- и средне мелового возраста. В Советском Союзе нефтегазоносны нижнепермские рифовые массивы Предуралья (Верхне-Чусовские Городки в Пермской области, группа ишимбайских массивов и более южных в Башкирии, Совхозный риф в Оренбургской области).

Рассмотрим нефтегазоносность рифовых массивов Башкирского Предуралья. Рифовая фация нефтеносных сакмарско-артинских отложений тянется узкой полосой от Ашинского разлома на юго-запад до южной границы Башкирии и далее в пределы Оренбургской области, располагаясь между отложениями терригенно-карбонатной фации на востоке и фации карбонатных осадков эпиконтинентального моря на западе (рис. 1).

Рифовые массивы в виде небольших гор выходят на дневную поверхность в окрестностях г. Аши (горы Кленовая, Заводская, Липовая, Большая и Малая Змеиные). К югу от Змеиных гор известен погребенный Амировский риф. Далее к юго-западу погребенные массивы вскрыты скважинами в районе деревень Лемезы, Михайловки, Липовки, Ирныкши, Карташевки, Каран-Кишши, Ивановки, С. Покровки и др.; обнажаются на поверхности в виде гор-одиночек Юрак-Тау, Куш-Тау, Шах-Тау и Тра-Тау; к югу от них рифовые массивы опять погружаются и вскрываются скважинами во многих местах. Причем наиболее широко развиты рифы в южной части прогиба: здесь в настоящее время установлено их более 20 (Вреденовский, Тереклинский, Старо-Казанковский, Канчуринский, Кумертауский и др.).



Погребенные массивы Ишимбая, а также выведенные на дневную поверхность Стерлитамакские шиханы представляют собой рифовые сооружения типа барьерных рифов, распространенные прерывисто. Рифы разновозрастные, первично аккумулятивной формы, некоторые многовершинные, располагающиеся на одном рифовом пьедестале, в той или иной степени размытые. Образовались они в ассельское, сакмарское и артинское время на отмелях, возможно, на пологих крупных антиклиналях, протягивающихся по западному борту Предуральяского прогиба.

Значительная часть погребенных рифов этой области представляет собой ловушки промышленных скоплений нефти и газа, приуроченных к карбонатным отложениям ассельского, сакмарского и артинского ярусов пермской системы. Коллекторами нефти и газа в рифовых массивах являются кавернозные и пористые известняки и доломиты (губчатые доломиты), реже трещиноватые известняки. Пористые карбонаты представляют собой губчатую, участками рыхлую, сильно сульфатизированную ангидритом породу. Органические остатки в губчатых доломитах обычно выщелочены, за счет их, а также каверн развита пористость. Поры в породах образованы также в результате выщелачивания части перекристаллизованных участков известняка или же незаполнения породой промежутков между обломками твердых оболочек морских организмов. Последний тип менее развит, и пористость пород не превышает 3—5%.

Коллектора в пределах массивов распространены неравномерно в виде отдельных участков и линз, выделяющихся в качестве основных продуктивных горизонтов. Например, в восточном массиве Ишимбая выделяются три участка коллекторов: нижний — в южной и восточной частях массива, приурочен к тастубскому и стерлитамакскому горизонтам сакмарского яруса; средний — в северо-западной части, относится к стерлитамакскому горизонту; и верхний, расположенный в центральной части, приурочен к бурцевскому и иргинскому горизонтам артинского яруса. Первые два участка составляют нижнюю продуктивную зону рифа, верхний — верхнюю. Обе зоны располагаются ниже вершины массива на 120—700 м. В других массивах Предуралья также прослеживаются 1—2 сильно пористых, сравнительно мощных (10—50, в некоторых до 100 м) участка, именуемых продуктивными зонами, приуроченными обычно к нижней части массива; верхние части рифа представлены плотными породами.

Пористость известняков и доломитов продуктивных зон колеблется в широких пределах. В верхней зоне восточного массива она 2,5—7, в нижней 11—18, местами 34%. В центральной части Карташевского рифа коллектора нижней продуктивной зоны имеют пористость 3—15, в отдельных участках 20 и 50, а на периферийных участках 3—8%.

Для коллекторов нефти и газа южных рифов характерна следующая средневзвешенная пористость: в Старо-Казанковском 7,6; Введенковском 6,7 (2—20); в Столяровском 2,6—8; в Канчуринском — 6,7 (2,6—19,5) %.

Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного Предуралья.

*a* — рифовые массивы; *b* — брахиантиклинальные складки кинзбулатовского типа; *в* — границы тектонических зон. Рифовые массивы: 1 — Нагадакский, 2 — Ивановский, 3 — Северо-Покровский, 4 — Покровский, 5 — Куганакский, 6 — Ново-Троевский, 7 — Юрак-Тау, 8 — Куш-Тау, 9 — Шах-Тау, 10 — Новый Шихан, 11 — Карагановский, 12 — Малый Шихан, 13 — Тра-Тау, 14 — Яр-Бишкадак, 15 — Южно-Кашкаринский, 16 — Кусянкуловский, 17 — Ишимбаевская связка, 18 — Аллакаевский, 19 — Столяровский, 20 — Северо-Зирганский, 21 — Западно-Зирганский, 22 — Введенковский, 23 — Южно-Введенковский, 24 — Тереклинский, 25 — Грачевский, 26 — Старо-Казанковский, 27 — Озеркинский, 28 — Канаревский, 29 — Мусянский, 30 — Канчуринский, 31 — Северо-Кумертауский, 33 — Южно-Кумертауский, 34 — Шабатишский, 35 — Ермолаевский, 36 — Северо-Маячный, 37 — Южно-Маячный, 38 — Молокановский, 39 — Кунакбаевский, 40 — Казлаирский, 41 — Прокопьевский, 42 — Якуповский, 43 — 67 — брахиантиклинальные складки кинзбулатовского типа, 68 — 80 — передовые складки Южного Урала.

Сведения о нефтяных и газовых месторождениях в рифовых массивах Предуральяского прогиба

Месторождение	Максимальная высота залежи, м	Мощность покрываки, м		Абсолютная отметка, м			Степень заполнения ловушки углеводородами, %	Возраст нефтегазового горизонта
		всей	галогенной	следа залежи	водно-нефтяного контакта	газо-нефтяного контакта		
Лемезинское . . . . .	232	380	195	-272	-504	—	47	Сакмарский+артинский ярусы
Ирныкшинское . . . . .	100	350	325	-244	-450	—	58	Стерлитамакский горизонт
Карташевское . . . . .	445	150	135	-55	-400	—	62	Тастубский+бурцевский горизонт
Александровское . . . . .	123	352	192	-237	-360	—	75	Бурцевский горизонт
Покровское . . . . .	40	400	250	-260	-300	—	28	Бурцевский горизонт
Куганакское . . . . .	100	350	200	-200	-300	—	50	Стерлитамакский горизонт
Кусянкуловское . . . . .	310	610	450	-451	-760	—	69	Тастубский+стерлитамакский горизонты
Западный массив . . . . .	365	435	300	-285	-650	—	—	Тастубский+иргинский горизонты
Восточный массив . . . . .	560	270	230	-90	-650	—	72	То же
Бурачтинский массив . . . . .	310	540	125	-340	-650	—	—	Тастубский+стерлитамакский горизонты
Кузьминовский массив . . . . .	385	465	100	-265	-650	—	—	Тастубский+стерлитамакский горизонты
Южный массив . . . . .	470	375	125	-180	-650	—	—	Тастубский+иргинский горизонты
Термень-Елгинское . . . . .	325	570	250	-385	-710	—	—	Тастубский+стерлитамакский горизонты
Аллазаевское . . . . .	325	965	600	-816	-1027	—	79	Ассельский ярус+тастубский горизонт
Стояровское . . . . .	216	442	57	-229	-445	—	47	Саргинский горизонт
Северо-Зирганское . . . . .	300	780	350	-628	-920	-870	62	Ассельский ярус+стерлитамакский горизонт
Введенское . . . . .	471	698	323—700	-539	-1010	-700	77	Тастубский+кладохонусовый горизонт
Южно-Введенское . . . . .	300	951	600	-729	-1080	-900	67	Ассельский ярус+стерлитамакский горизонт
Тереклинское . . . . .	330	1040	700	-808	-1140	—	75	Ассельский ярус+тастубский+стерлитамакский горизонты

Месторождение	Максимальная высота залежи, м	Мощность покрываки, м		Абсолютная отметка, м			Степень заполнения ловушки углеводородами, %	Возраст нефтегазового горизонта
		всей	галогенной	следа залежи	водно-нефтяного контакта	газо-нефтяного контакта		
Грячевское . . . . .	410	1000	500	-800	-1210	—	83	Стерлитамакский горизонт
Старо-Казанковское . . . . .	537	744	159	-503	-1040	-600	72	Ассельский ярус+сараншский горизонт
Озеринское . . . . .	163	1450	800	-1247	-1410	—	80	Ассельский ярус+тастубский горизонт
Капаренское . . . . .	181	1720	1200	-1249	-1430	-1400	82	То же
Мусинское . . . . .	190	1450	1200	-1260	—	-1450	100	»
Канчуринское . . . . .	503	1150	850	-947	—	-1450	90	Ассельский+сакмарский ярусы
Северо-Кумертауское . . . . .	152	1690—1770	1425	-1348	-1500	-1450	100	Ассельский ярус+тастубский горизонт
Центрально-Кумертауское . . . . .	69	1796	1700	-1461	-1530	-1510	91	То же
Кумертауское . . . . .	496	1850	1170	-1039	-1535	-1435	100	Ассельский ярус+тастубский+стерлитамакский горизонты+артинский ярус
Ермолаевское . . . . .	170	1927	1818	-1500	-1670	—	98	Ассельский ярус
Северо-Маячное . . . . .	102	1880	795	-1543	-1645	—	90	Ассельский ярус
Маячное . . . . .	67	1860	780	-1553	-1620	-1620	95	Ассельский+артинский ярусы
Кунакбаевское . . . . .	102	1850	950	-1540	-1642	—	96	Ассельский+тастубский+стерлитамакский горизонты
Казанское . . . . .	55	1800	1517—1550	-1510	-1565	—	94	То же
Прокопьевское . . . . .	205	1810—1958	885—1416	-1505	-1710	—	95	Ассельский ярус+тастубский горизонт
Совхозное . . . . .	—	—	—	—	-1700	—	—	То же

Проницаемость пород в теле рифа весьма неравномерная: почти в одних и тех же интервалах встречаются породы и непроницаемые и высокопроницаемые (от 100 до 400 мдарси), в большинстве случаев проницаемость коллекторов характеризуется единицами и 2—3 десятками мдарси. Слабопроницаемые или почти непроницаемые породы обычно располагаются в верхних и периферийных частях рифа. В южных рифах наблюдается некоторое увеличение в породах-коллекторах сети мелких трещин, например, в Канчуринском, Старо-Казанковском, Кумертауском и др.

Непроницаемой толщей над залежами нефти и газа служат галогенные отложения кунгурского яруса, залегающие непосредственно над рифами, кроме того, вероятно, роль покрышек играют нижние пласты глини и аргиллитов уфимского яруса, а также плотные глинистые известняки верхнеартинского возраста, облекающие рифовые массивы (неповсеместно). Мощность основной непроницаемой толщи, сложенной в Предуралье ангидритом, гипсом и каменной солью, 100—1800 м при общей мощности покрывающей толщи 270—1950 м. Лишь над вершиной Столяровского массива мощность ангидритов уменьшается до 57 м. В общем, по мере погружения рифового массива южнее г. Ишимбая и дер. Столяровка мощность галогенной толщи увеличивается от 350 до 1800 м, за исключением Старо-Казанковского массива, над которым мощность ангидритов не превышает 159 м (табл. 1). В этом же направлении увеличивается мощность уфимских красноцветов.

Нефть, газ и вода заполняют коллектора в рифе согласно их удельным весам, образуя массивный тип залежи. В северных (к северу от г. Ишимбая) нефтяных месторождениях свободный газ отсутствует, он растворен в нефти. В западных, Кусяпкуловском и Термень-Елгинском массивах Ишимбайской группы верхняя продуктивная зона газоносна (с «газовой шапкой»), а в восточном, южном и Кузьминоском — нефтеносна. В южных месторождениях количество свободного газа становится значительным, во многих он преобладает над содержанием нефти.

Газ и нефть поджимаются подошвенной водой с почти горизонтальной поверхностью. В промысловой практике принято считать плоскость водо-нефтяного контакта (ВНК) во всех залежах горизонтальной, обычно для залежи принимается среднее значение отметок ВНК. Между тем, при более детальном изучении этого раздела выясняется, что отметки ВНК внутри одной залежи колеблются от 3—5 до 10—20 м, и плоскость водо-нефтяного раздела в ряде залежей имеет вогнутую форму (мениск), а в некоторых наклонена на юг или запад. По-видимому, отклонения поверхности ВНК от горизонтали обусловлены различием коллекторских свойств пород.

Ниже водо-нефтяного раздела обычно прослеживается значительной мощности толща коллекторов, содержащих в отдельных гнездах исключительно тяжелую вязкую нефть и асфальтоподобную массу. Это так называемая зона окисленной нефти. Мощность ее колеблется от нескольких до 50—80 м. Природу этой зоны залежи некоторые исследователи связывают с воздействием на нефть сульфатсодержащих вод. Образование «зон окисления» в залежи связано, видимо, не только с воздействием на неподвижную нефть подошвенных вод. Это явление можно объяснить, главным образом, естественной убылью (в течение геологического времени) из залежи газа и нефти и подтягиванием подошвенных вод вверх. Скопления нефти, окруженные менее проницаемыми разностями известняков, могли остаться не вытесненными водой и впоследствии частично окисляться.

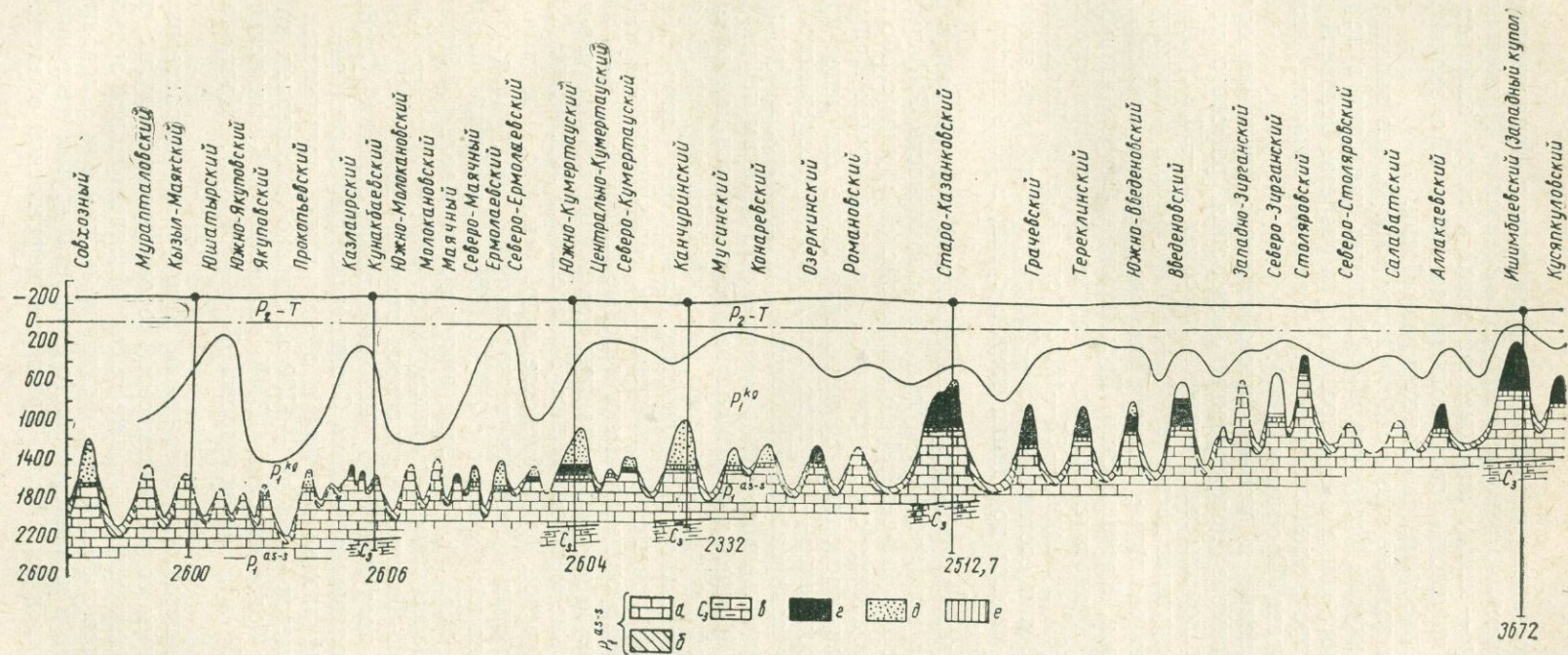


Рис. 2. Геологический разрез рифовой зоны Башкирского Предуралья.  
Фации: а — рифовая; б — депрессионная; в — платформенная; г — нефть; д — газ; е — зона окисленной нефти.

В газовых и газоконденсатных месторождениях: Канаревском, Мусинском, Канчуринском, Ермолаевском, Кунакбаевском, Прокопьевском, Якуповском и др.— между подошвенной водой и газом залегают нефтяная оторочка мощностью от нескольких до 100 м. При значительной мощности она также является объектом разработки.

Подошвенная вода не имеет собственного напора, она заполняет ограниченный замкнутый резервуар. При падении давления в нефтяной залежи падает давление и в водоносной части разреза. Основной движущей силой, проталкивающей нефть к забоям скважин, является энергия сжатого газа (Трофимук, 1950).

Контуры нефтяных и газовых месторождений почти повторяют в уменьшенном размере конфигурацию основания рифового массива. Площадь нефтегазоносности в мелких массивах 10—60, в средних около 100—200 и в крупных достигает 400—500 га. Высота залежи нефти и газа тоже весьма различна: в таких наиболее крупных залежах, как Восточная, Южная, Карташевская, Введеновская, Старо-Казанковская, Канчуринская и Кумертауская высота нефтяного или газового этажа достигает 445—560, в мелких — 55—100 м (см. табл. 1). Начальные дебиты в ряде скважин составляют 150—200 т/сутки, по мере эксплуатации они быстро падают до единиц тонн в сутки, в большинстве скважин 10—30 т/сутки.

В пространственном распространении залежей нефти и газа в рифах Предуралья устанавливается следующая закономерность. Рифовые массивы от Амировского (на севере) до Ишимбайской группы слабо нефтенасыщены и не содержат свободного газа (за исключением Ирныкшинского рифа). Здесь располагается лишь одно более или менее крупное нефтяное месторождение — Карташевское, другие (Лемезинское, Ирныкшинское, Александровское, Покровское, Куганакское и Кусяпкуловское) весьма незначительны и по размерам и по запасам нефти.

От широты г. Ишимбая до г. Мелеуза располагаются наиболее крупные и богатые нефтью месторождения (Ишимбайская группа, Введеновское, Южно-Введеновское, Тереклинское, Грачевское, Старо-Казанковское и др.). За исключением Аллакаевского, Тереклинского и Озеркинского, все эти месторождения имеют газовые шапки значительных размеров. От г. Мелеуза до южной границы Башкирии открыты газо-нефтяные и чисто газовые месторождения: Канаревское, Мусинское, Канчуринское, Ермолаевское, Кунакбаевское и др. (см. рис. 1 и табл. 2).

Глубина нефтяных и газовых месторождений Предуралья увеличивается с севера на юг примерно с 250 до 1800 м (в абсолютных отметках от —55 до —1553 м). При этом отметка сводов залежей Ишимбайской группы и более северных фиксируются на (—55) — (—340) м, а начиная с Термень-Елгинской, у которой отметка свода —385, устанавливается общее погружение до указанной выше отметки. Особняком стоит лишь расположенное высоко Столяровское месторождение.

Водо-нефтяной раздел залежей в общем также погружается с севера на юг с отметок —504 до —1700 м. Однако в северных районах есть залежи и с более высокими ВНК, например, в Куганакской, Покровской (—300 м), Александровской (—360 м), Карташевской (—400 м) и т. д.

Нефти нижнепермских отложений Предуралья характеризуются весьма повышенным содержанием серы, сероводорода и других активных сернистых соединений, а также высокой концентрацией ароматических углеводородов в бензиновых фракциях, и этим они отличаются от нефтей девонского и каменноугольного возраста других тектонических районов Башкирии и всей Волго-Уральской нефтеносной области.

Основные физико-химические показатели нефтей рифовых массивов Предуральяского прогиба

Месторождение	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Кинематическая вязкость, стп	Содержание, вес. %						Кислотность, мг КОН на 1 г	Фракционный состав, по Энглеру, вес. %		Групповой состав во фракции 120—150°, вес. %				Фракции до 300°
			серы	азота	асфаль- та	смола	пара- фина	серо- водо- рода		НК—200°	200— 300°	Выход	Углеводород			
													аромати- ческий	нафтно- вый	метановый	
Лемезинское (2)	0,878	—	2,50	—	—	—	—	0,42	0,18	19,1—21,90	33—38,7	—	—	—	—	—
Ирныкшинское (3)	0,907	80,20*	4,60*	—	—	—	—	0,06	0,11	17,60	20,9	2,7	10,8	24,7	64,5	—
Карташевское (9)	0,880	27,00	3,52	—	0,70	12,60	3,80	0,04	0,29	17,00	21,4	4,3	13,9	21,8	64,3	—
Покровское (1)	0,909	32,60	4,33	0,32	3,40	11,90	3,30	—	0,20	15,60	22,2	—	—	—	—	—
Куганакское (2)	0,938	158,00*	5,30	—	6,60	17,00*	2,80*	Отсут.	0,50*	11,40	12,0	—	14,5	19,3	66,1	—
Кусяпкуловское (7)	0,908	94,00	3,49	0,45*	3,80*	18,40	2,20	0,014	0,21	14,80	17,8	3,8	16,6	25,4	58,0	—
Западный массив (15)	0,873	18,40	2,87	0,32	1,50	11,00	3,10	0,05	0,05	20,80	20,6	4,0	17,1	23,4	59,5	—
Восточный массив (27)	0,871	21,00	2,90	0,26	1,20	10,90	3,40	0,05	0,05	21,80	21,2	4,0	17,5	20,7	61,8	—
Буранчинский массив (19)	0,882	22,00	3,00	0,32*	2,00	12,00	3,00	0,04	0,04	22,60	21,0	4,4	18,3	19,2	62,5	—
Кузьминоский массив (10)	0,870	17,10	2,85	0,28	1,70	11,10	2,70	0,04	0,04	22,00	21,0	4,5	17,3	21,7	61,0	—
Южный массив (20)	0,874	18,00	3,04	0,33	1,80	10,90	2,20	0,01	0,20	22,60	20,4	4,8	16,7	24,7	58,6	—
Термень-Елгинское (8)	0,867	16,00	2,94	0,26	2,40	12,20	2,60	0,04	0,12	23,80	20,9	5,0	17,0	25,1	57,9	—
Столяровское (6)	0,889	35,00	3,30	0,36*	6,50	12,10	4,10	0,03	0,30	20,70	17,4	4,8	16,6	25,2	58,2	—
Северо-Зирганское (2)	0,879	—	2,66	—	8,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	41,10
Введенское (7)	0,855	8,20	2,09	0,30	0,88	9,60	5,50	Отсут.	0,17	25,80	21,7	4,8	19,0	22,8	58,2	—
Южно-Введенское (1)	0,844	—	2,00	—	6,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	45,00
Тереклинское (1)	0,842	—	2,00	—	6,80	—	—	—	—	—	—	—	17,6	—	—	47,00
Грачевское (1)	0,860	—	2,10	—	8,10	—	—	—	—	—	—	—	17,7	—	—	42,00
Старо-Казанковское (7)	0,870	17,50	2,55	0,30	2,70	10,30	5,80	0,02	0,23	20,90	20,0	4,6	16,0	22,5	61,5	—
Озеркинское (9)	0,870	21,93	2,34	—	3,80	10,14	3,90	0,02	1,15	23,00	23,0	—	—	—	—	46,00
Северо-Кумертауское (8)	0,920	187,70	3,24	—	7,50	23,47	2,85	0,0028	0,237	16,60	22,4	—	—	—	—	39,00
Кумертауское (30)	0,912	83,83	3,92	—	7,27	17,22	3,15	0,004	0,166	20,10	19,7	—	—	—	—	39,80
Восточно-Кумертауское (9)	0,924	126,60	3,23	—	2,99	13,99	1,58	0,058	0,196	21,24	24,19	—	—	—	—	45,43
Северо-Ермолавское (1)	0,909	127,90	2,82	7,78	—	16,84	3,00	0,0010	0,0926	16,40	22,5	—	—	—	—	38,90
Маячинское (1)	0,871	1,50вЭ°	2,96	—	—	16,08	2,05	0,016	0,199	38,96	8,55	—	—	—	—	47,51
Северо-Казлаирское (2)	0,921	51,28	2,78	—	6,42	17,80	2,55	0,0032	0,362	27,25	18,5	—	—	—	—	45,75
Казлаирское (1)	0,911	52,89	2,97	—	7,75	15,75	2,98	0,0	0,199	24,00	22,0	—	—	—	—	46,00

Примечание. В скобках число проб, по которым вычислено среднее значение показателя; звездочка — единичные пробы.

Сопоставление многочисленных анализов нефтей рифовых массивов Предуральяского прогиба показывает в общем изменение свойств нефтей с севера на юг (табл. 2). В этом направлении наблюдается (местами со значительными колебаниями) уменьшение удельного веса нефтей, снижение содержания серы, смол и асфальтенов и повышение содержания ароматических углеводородов в бензиновых фракциях.

Такое направленное изменение свойств нефтей данной области автор объясняет воздействием на нефть в пластовых условиях двух основных и противоположных факторов — метаморфизма и гипергенеза (по Г. А. Амосову, Н. Б. Вассоевичу и др.). Факторы метаморфизма (каталитические свойства вмещающих пород и умеренно повышенная температура пласта, энергия радиоактивного излучения, адсорбционные явления и др.) действуют в сторону разукрупнения молекул нефти, образования легких фракций и газа за счет тяжелых компонентов, т. е. в сторону постепенного облегчения и некоторого восстановления нефти. Одновременно происходит постепенная метанизация нефти — переход последней от преимущественно нафтового к преимущественно метановому составу. Происходит накопление ароматических углеводородов в легких фракциях. Метаморфизация нефти должна привести в конечном счете к полному или почти полному превращению нефти в природный газ и углистый остаток.

В результате действия факторов гипергенеза (сюда входят растворенный в подземных водах кислород, сульфаты, кислородсодержащие соли и окислы, сульфатвосстанавливающие микроорганизмы, процессы эффузии и т. п.) происходит исчезновение части углеводородов, относительное накопление тяжелых фракций, особенно асфальто-смолистых веществ и других неуглеводородных компонентов. Происходит утяжеление нефти и ее «осмоление».

Процессы метаморфизма и гипергенеза воздействуют на состав нефти в течение всей ее истории, но в различной степени, в зависимости от геологической и геохимической обстановки нефтеносной области. Очевидно, при погружении южной части прогиба в нефтяных залежах главную роль играл процесс метаморфизма, а в тех районах, где происходили восходящие тектонические движения, сопровождавшиеся дизъюнктивными нарушениями ловушек, размывом залежей, господствовало влияние гипергенеза, и нефть утяжелялась.

История геологического развития Предуральяского прогиба тесно увязывается с особенностями распространения и изменения свойств нефтей и газов в этой области. Отмеченная выше особенность изменения свойств нефтей представляет общую тенденцию, наряду с которой устанавливаются и значительные колебания в изменениях нефтей. Например, тяжелые сернистые и смолистые нефти отмечены на юге прогиба в газонефтяных месторождениях Кумертауском, Северо-Ермолаевском, Северо-Казлаирском, Казлаирском и др. (табл. 1). По-видимому, наличие этих тяжелых смолистых и сернистых нефтей там, где, казалось бы, должны быть только легкие, можно объяснить воздействием сульфатсодержащих подошвенных вод на нефти (окисление, осернение и осмоление).

Некоторые данные по характеристике углеводородных газов газонефтяных и газовых месторождений приведены в табл. 3. Можно подметить, что в более южных массивах содержатся газы с несколько большим удельным весом, большим содержанием углекислого газа и азота и меньшим количеством метана.

Относительно происхождения нефти и формирования ее залежей в рифовых массивах Предуральяского прогиба существует ряд гипотез.

Состав углеводородных газов, об. %

Месторождение	Уд. вес газа, г/см <sup>3</sup>	Метан СН <sub>4</sub>	Этан С <sub>2</sub> Н <sub>6</sub>	Пропан С <sub>3</sub> Н <sub>8</sub>	i-бутан С <sub>4</sub> Н <sub>10</sub>	n-бутан С <sub>4</sub> Н <sub>10</sub>	Пентан С <sub>5</sub> Н <sub>12</sub>	Пентан +В	Н <sub>2</sub> S	СО <sub>2</sub>	N
Канаревское	0,6832	81,55	6,52	2,45	0,50	0,70	Пентан 0,20	Гексан+В 0,16	Отс.	0,20	7,72
Мусинское	0,6911	87,06	3,90	2,49	1,00	2,27		1,71	Отс.	0,57	1,00
Канчуринское	0,6603	83,97	5,97	2,69	0,45	0,68	0,17	—	Отс.	0,60	5,47
Ермолаевское	0,8113	66,59	12,21	7,50	2,02	1,85	0,58	0,17	Отс.	1,80	7,28
Кунакбаевское	0,7396	74,01	4,96	2,70	0,5	0,84		0,39	Отс.	6,7	9,9
Прокопьевское	0,7072	76,71	5,26	2,18	0,48	0,87	0,37	0,13	Отс.	3,00	11,00
Якуповское	0,7646	73,92	5,41	2,31	0,27	1,06	Пентан 0,46	Гексан+В 2,97	Отс.	0,60	13,00

Сторонники первой из них (Н. П. Герасимов, В. В. Вебер) связывают образование нефти в рифах с особенностями засоленного кунгурского бассейна, вторая группа исследователей (В. А. Сельский, И. Д. Корженевский) полагает, что образование нефти происходило в самих рифовых породах и вне рифовых массивов с последующей ее миграцией в коллектора (Д. Ф. Шапов и др.) и, наконец, сторонники третьей гипотезы (Г. В. Вахрушев, Н. М. Страхов, В. П. Батулин, О. А. Радченко, А. А. Трофимук и др.) предполагают, что источниками нефти являются глубокие горизонты карбона, девона и более древних образований. Ни одна из этих гипотез не может удовлетворительно объяснить вопрос о происхождении нефти Предуральского прогиба.

На основе анализа геологического материала по Предуральскому прогибу можно прийти к следующим выводам о формировании залежей нефти и газа в рифовых массивах.

1. Кунгурские отложения не могут быть нефтематеринскими вследствие того, что: а) они практически лишены органического вещества, б) обнаруживаемое органическое вещество в соленой нижнепермской лагуне является в подавляющей своей массе аллохтонной, в) процессы превращения занесенной органики в лагуне шли не в сторону битумизации, а в направлении углефикации (Страхов, Залманзон, 1944).

2. Рифовые отложения нижнепермского возраста формировались в условиях мелководья в сильно проветриваемом бассейне, неблагоприятном для захоронения органического вещества и его последующей генерации в углеводороды. Другие фации ассельского, сакмарского и артинского ярусов, окружающие рифовые массивы, сложены весьма плотными породами, бедны органическим веществом и неблагоприятны для латеральной миграции нефти. К тому же в карбонатах ряда рифовых массивов установлено органическое вещество, чуждое артинской нефти и сингенетичное породе (Радченко, 1939), и присутствие комплекса древних спор в артинских нефтях и подошвенных водах (Е. В. Чибрикова).

3. Более приемлемой представляется гипотеза о глубинном источнике нефтей в рифовых массивах. Нефтематеринскими толщами могут быть терригенные образования бавлинской серии. Основанием для этого служат следующие данные: наличие маслянистого битума (0,02—0,4%) в зеленовато-серых аргиллитах шкаповской свиты, визуальные нефтегазопроявления в скважинах Салихова № 51, Шихан № 5, уста-

новленные дизъюнктивные нарушения в рифовых массивах (Кумер-Тау, Шах-Тау), служащие нефтегазопроводящими путями, и находки в артинских нефтях и подошвенных водах комплекса спор, характерных для древних отложений. Привлекает внимание одна интересная закономерность в расположении нефтяных, нефтегазовых и газовых залежей. Как видно на карте (см. рис. 1), на крайнем юге прогиба располагаются чисто газовые месторождения (Совхозное, Якуповское, Прокопьевское, Кунакбаевское, Ермолаевское и др.), затем — преимущественно газонефтяные (Маячное, Северо-Ермолаевское, Кумертауское, Канчуринское и др.) и к северу, начиная с Озеркинского, установлены только нефтяные месторождения (с небольшой газовой шапкой в некоторых). Такие условия размещения залежей склоняют некоторых исследователей к объяснению формирования залежей нефти и газа по принципу «дифференциального улавливания» нефти и газа (по Гассоу) на пути их региональной боковой миграции, в данном случае с южных окраин Предуральяского прогиба или даже Прикаспийской впадины, в северные районы прогиба. Предполагается, что нефть и газ мигрировали (горизонтально) по карбонатным породам, одновозрастным рифогенным образованиям. Однако при этом не учитывается невозможность боковой миграции по плотным известнякам, располагающимся как между рифами, так и по западной и восточной их окраинам.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амосов Г. А. и Вассоевич Н. Б. Принципиальная схема изменения свойств нефтей грозненских месторождений. — Азерб. нефт. х-во, 1953, № 4.
- Радченко О. А. Аллохтонность нефти Ишимбайского месторождения по данным геохимического изучения битумов. — Тр. НГРИ, сер. А., 1939, № 115.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. О содержании и формах органического вещества в осадках нижнепермской соленой лагуны Башкирского Приуралья. — Докл. АН СССР, 1944, 15, № 8.
- Трофимук А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950.
-

Е. В. КРАСНОВ

*Крымская комплексная геологическая экспедиция треста  
«Главгеология» УССР*

### К ИЗУЧЕНИЮ РИФОВЫХ ФАЦИЙ МАЛЬМА СССР

Рифовые фации мальма<sup>1</sup> были широко распространены на территории СССР в бассейнах Средиземноморской (от Карпат до Памира), Среднеевропейской провинций (Припятский прогиб, Днепровско-Донецкая впадина, Донецкое складчатое сооружение) и Тихоокеанской области (Восточно-Сахалинские горы). Лишь в морях Бореальной области рифогенные образования уступают место песчано-глинистым осадкам и иным биоэкологическим группировкам фауны.

В настоящее время к рифам мальма проявляется все больший интерес в связи с открытием в них месторождений нефти и газа (Малые Пириней во Франции, южная часть Федеративной Республики Германии, Саудовская Аравия). В Советском Союзе крупные газовые фонтаны получены из рифогенных отложений мальма Туркмении, Таджикистана, Узбекистана. На северо-западе Кавказа в титонских рифогенных известняках открыто Ширванское газовое месторождение. Необходимо детально изучать биостратиграфию, литологию, тектонику и палеогеографию рифогенных отложений, проводить комплексные исследования рифовых фаций, охватывающие самый широкий круг вопросов — от тончайших экологических изменений в морфологии рифофильных организмов до влияний орогенических фаз и глубинных разломов на характер существования рифов.

Редкая встречаемость аммонитов в рифогенных отложениях мальма обуславливает необходимость обоснованно оценить значение для био-стратиграфии бентосных организмов и прежде всего кораллов, роль которых до недавнего времени оставалась невыясненной. При изучении мальмских рифовых кораллов СССР установлены (Краснов, 1963, 1964, 1965) значительные изменения в их составе с течением геологического времени. Даже при сохранении одних и тех же или сходных фациальных условий комплексы кораллов из различных стратиграфических горизонтов резко различаются между собой. Темп эволюции кораллов был настолько значительным, что и в соседних слоях разреза, связанных по вертикали постепенными переходами, кораллы изменялись не только по видовому, но и по родовому составу. Выявленный в последнее время параллелизм в развитии аммонитов и склерактиний позволяет использовать последних для зонального био-стратиграфического расчленения (зональные комплексы).

<sup>1</sup> Под мальмом автор понимает отрезок геологического времени, заключенный между келловеем и титоном включительно.

Изучение экологической изменчивости рифостроящих и рифолюбивых организмов, у которых в зависимости от влияния окружающей среды радикально меняются многие морфологические признаки (форма раковин, кораллитов, характер роста колоний и одиночных форм и др.), очень сложно, отсюда и субъективный характер существующих классификаций этих организмов, и неточность определений многих видов, родов и более высоких таксономических категорий. Настоятельно требуется дальнейшее разграничение экологической изменчивости признаков от эволюционных. Конкретных описаний эволюционной изменчивости кораллов и других представителей фауны рифового комплекса мальма, как справедливо отмечал А. А. Борисяк (1947), пока нет. Экологические исследования и изучение генетических изменений рифовых фаун прошлого требуют неперемного учета палеонтологом данных литологии, палеогеографии, тектоники. В свою очередь, литологические, палеогеографические и тектонические исследования рифогенных отложений немыслимы без данных палеонтологии. Необходима параллельная работа над ископаемыми рифовыми образованиями специалистов многих профилей. Как показывает опыт исследований за рубежом (Twenhofel, 1950; Wilson, 1950; Link, 1950) и у нас в Молдавии, на Урале, в Крыму, необходимо использовать методы детального картирования и бурения. Для изучения погребенных рифов бурение следует сочетать с геофизическими методами (электрическими и сейсмическими), дающими наиболее достоверные данные о конфигурации погребенных рифовых тел. Изучение керна позволяет проследить непрерывное изменение структурных и текстурных признаков в вертикальном разрезе, положение органических остатков и их соотношение с обломочным материалом, чего не увидим в большинстве обнажений, выветрелых с поверхности и, как правило, лишаящих исследователя возможности «заглянуть внутрь».

Совершенно неудовлетворительно состояние терминологии и номенклатуры рифовых образований. Как это ни парадоксально, но наиболее употребляемые геологами термины «биогерм» и «биостром», к рифовым образованиям могут не иметь никакого отношения. Различными авторами для обозначения рифогенных пород эти термины употребляются в различном, часто несопоставимом смысле. Разработка обоснованной терминологии и классификации ископаемых рифовых образований представляется одной из важнейших.

Автором в течение восьми последних лет (1957—1965 гг.) изучаются мальмские рифовые кораллы Карпат, Предбруджинского прогиба, Крыма, Донецкого бассейна, Северного Кавказа и Сахалина. Особое внимание при этом уделяется выяснению геохронологического и палеогеографического распространения кораллов, темпов их эволюции, условий обитания кораллов в различных фациальных зонах, палеоэкологии. В связи с этим в статье излагаются сложившиеся у автора представления: 1) о терминологии и классификации рифовых образований, 2) о важнейших элементах палеоэкологического анализа мальмских кораллов, 3) о критериях палеобиогеографического районирования, 4) о закономерностях в тектоническом положении зон развития рифогенных построек мальма.

#### **ТЕРМИНОЛОГИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ РИФОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ. ОПРЕДЕЛЕНИЯ «РИФ» И «ИСКОПАЕМЫЙ РИФ»**

Термин «риф» впервые употреблен в интересующем нас смысле путешественником Куком для обозначения опасных мореплавателям

мелей восточного побережья Австралии, происхождение которых тесно связано с жизнедеятельностью кораллов, соорудивших величественную постройку Большого барьерного рифа. В дальнейшем изложении рифом мы вслед за мореплавателями назовем «...скалистую гряду, выдающуюся из воды в некотором расстоянии от морского берега и омываемую волнами. Следовательно, не зоологический характер (присутствие кораллов) и не петрографический определяют сущность рифа, а топографические его свойства: риф представляет собой утес, поднимающийся в воде примерно до ее уровня. У каждого рифа наблюдается топографическая противоположность между его островоподобной формой и ровной поверхностью окружающего морского дна» (Walther, 1893—1894, стр. 893).

Среди современных рифов выделяются две группы — биогенные и абиогенные. К первой относятся коралловые и водорослево-коралловые рифы, ко второй — островоподобные утесы или гряды утесов вулканических или других горных пород, на поверхности которых не развились организмы-рифостроители. Отметим, что основаниями биогенных рифов часто являются выступы вулканических пород.

В ископаемом состоянии также были как биогенные, так и абиогенные рифы, но для геологов особенно важны первые. Уже в 1847 г. Мурчисон назвал рифами массивные силурийские известняки о. Готланд, образованные строматопороидеями, табулятами и колониальными ругозами. Условия образования палеозойских рифовых известняков описывали Воган (Vaughan, 1911), Н. Н. Яковлев и В. Н. Рябинин (1915). Начало изучения мезозойских биогенных рифов связано с трудами Н. А. Головкинского (1883), Вальтера (Walther, 1904) и др. Миоценовые рифы Керченского и Таманского полуостровов блестяще описаны Н. И. Андрусовым (1961). Эволюция рифовых кораллов в кайнозойе рассмотрена Гертом (Gerth, 1930). В наши дни биогенные ископаемые рифы устанавливаются чрезвычайно большим числом геологов, однако смысл, который вкладывается при этом в определение «ископаемый риф», часто бывает совершенно различным. Наибольшие разногласия при определениях ископаемого рифа возникли после введения терминов («биогерм» и «биостром», предложенных Кумингсом и Шроком (Cumings a. Shrock, 1928, Cumings, 1932). Твенхофел (Twenhofel, 1950) и Д. В. Наливкин (1955) считают, что биогермы, в понимании Кумингса, по своему объему и содержанию соответствуют рифам геологов.

Кумингс и Шрок под биогермом и биостромом понимали определенные органические структуры в геологическом разрезе, образованные «главным образом сидячими организмами». Эти термины подчеркивают прежде всего форму органогенных структур (биогерм — округлую, а биостром — слоистую<sup>1</sup>) и могут иметь, а могут и не иметь никакого отношения к ископаемым рифам, так как в рифах встречаются не только округлые или слоистые пластинчатые органогенные структуры, но и грибовидные (типа «чапейро»), желваковидные, столбовидные (типа «биостел»), штоковидные и всякие другие.

Действительно, «под биогермом понимается куполообразная, холмовидная или какая-либо другая округлая масса (разрядка моя — Е. К.), сложенная исключительно или главным обра-

<sup>1</sup> Именно в таком оригинальном смысле следует употреблять термины «биогерм» и «биостром», равно как и другие чисто морфологические термины — «онкоид», «биостел», «чапейро» и т. д. Употребление терминов в оригинальном смысле, который был дан их авторами, должно стать общим правилом любых научных исследований во избежание неточностей, путаницы, а нередко и произвола.

зом сидячими организмами, такими как кораллы, строматопоройдеи, водоросли, брахиоподы, моллюски, криноидеи и т. д., заключенная в обычную породу отличного литологического состава». Термин «биостром» был предложен Кумингсом «для чисто слоистых (пластовых) структур (разрядка моя — Е. К.), таких как раковинные, криноидные, коралловые и другие слои, построенные, главным образом, сидячими организмами, и не раздувающихся в холмоподобные или линзовидные формы» (Cumings, 1932, стр. 334).

Чтобы закончить с рассмотрением терминов, обозначающих морфологию органогенных структур, отметим, что все они относятся к морским известнякам — биолитам. Как указывает автор термина «биолит» Я. В. Самойлов (1929), основным исходным материалом биолитов являются «твердые скелетные части морских организмов» (стр. 126). Биолиты играли существенную роль в образовании ископаемых рифов, но это совсем не означает, что биогенные рифы прошлого состояли исключительно из биолитов.

Что же понимать под «ископаемым рифом»?

В. П. Маслов (1950), неоднократно пользующийся выражениями «ископаемый риф», «ископаемый коралловый риф» и т. д., указывает, что эти термины являются географическими и палеогеографическими и обозначают мель, образованную биогеографическими, обычно граничащую с глубоководным морем и разрушающуюся под действием волн, причем обыкновенно она вытянута вдоль берега, банки или острова. Элемент малой глубины в этом термине обязателен. В геологическом отношении риф, по Маслову, — совокупность нескольких фаций, в том числе зоны шлейфов, зоны собственно рифа и зоны лагуны (Маслов, 1950, стр. 60). Каждая из этих зон подразделяется на подзоны по фациальному и петрографическому признакам.

Американский геолог-нефтяник В. Б. Вильсон следующим образом определяет понятие рифа, имея в виду ископаемый риф. «Риф является осадочным каменным агрегатом больших или меньших размеров, состоящим из остатков колониальных организмов, которые жили вблизи или глубже поверхности водоемов, главным образом, морских, и развивались преобладающе в вертикальном направлении по отношению к окружающим осадочным породам. Эти организмы, преимущественно кораллы, водоросли, реже криноидеи и мшанки, создавая основу рифов, жили на них, и их скелетные образования остаются после смерти на месте жизни. Рифы растут преимущественно в виде холмов и гребней, но иногда имеют неправильную асимметричную форму. Кроме того, остов (каркас) этих пород развивается, не уплотняясь под тяжестью собственного веса или вышележащих осадков. Этот остов дает возможность рифовому краю расти вверх и в стороны под значительно более крутыми углами, чем у осадочных кластических пород. Рифы обычно характеризуются отсутствием ясной слоистости. Дифференциальное отложение сопровождающих осадочных пород часто вызывает облекание рифов. Исключительный вес рифов может создать прогибание слоев под ними. Обломочный материал и химические осадки могут составлять значительную часть рифа, но не являются характерными для него» (Wilson, 1960, стр. 181—182).

Это определение интересно как попытка обобщенного объяснения термина «ископаемый риф» с учетом всех его признаков. В отличие от В. П. Маслова, В. Б. Вильсон не считает элемент малой глубины обязательным для рифов, отмечая, что рифостроящие организмы существовали «вблизи или глубже поверхности водоемов». Вслед за Вильсоном, Д. В. Наливкин (1955) отнес к ископаемым рифам все известня-

ковые органогенные массивы, независимо от того, поднимались они до уровня моря или нет. Главные признаки таких рифов, по Д. В. Наливкину, следующие: 1) преобладание или большое развитие массивных, неслоистых известняков, но по окраинам массивов и в их середине встречаются слоистые известняки; 2) неправильная конусовидная, холмовидная или выпуклолинзовидная форма; 3) отчетливые, нередко резкие очертания; 4) определенные закономерности в распространении, чаще всего вызывающиеся связью с тектоническими структурами.

Таким образом, в трех приведенных формулировках намечаются противоречия относительно фактора глубины, при которой происходил рост рифов. Если в определении В. П. Маслова элемент малой глубины считается обязательным как для современных, так и для ископаемых рифов, то В. Б. Вильсон и Д. В. Наливкин отрицают значение малой глубины.

Изучение современных рифов Ч. Дарвином, В. Вальтером, Н. Н. Яковлевым и очень многими исследователями на протяжении более чем ста последних лет приводят нас к выводу о том, что коралловые рифы могут возникать и существовать только на мелководье, в приливно-отливной зоне моря, в условиях преимущественно чистой, движущейся воды. Вокруг рифов часты валы брекчий, образующиеся, как правило, с наветренной стороны. Еще в 17 в. французский исследователь Пирар, проводивший наблюдения над рифами Мальдивских островов, писал о разрушительном влиянии волн, обрушивающихся на краевую зону рифа. В начале 19 в. Ф. Ф. Беллинсгаузен описал процесс нагромождения валов брекчий у краев рифов различных коралловых архипелагов Тихого океана. Сейчас известно, что у каждого достаточно крупного рифа с наветренной стороны имеется вал брекчий, состоящий из остроугольных обломков ветвей рифостроящих кораллов, детритуса скелетных элементов других организмов, полусферических колоний кораллов, обитавших в этой зоне и др.

Среди палеозойских и мезо-кайнозойских ископаемых рифовых образований иногда мощное развитие получают брекчиевидные известняки, в которых есть все основания видеть аналоги только что описанных брекчий предрифового вала. Зоны брекчиевидных известняков перемежаются и окаймляют массивные, первично коралловые известняки мальма на Кавказе, в Крыму и на Карпатах. Подробнее брекчиевидные известняки среди мальмских рифов охарактеризуем при описании рифовых фаций. По Мак-Нейлу (MacNeil, 1954), для рифа обязательно положение верхней границы роста вблизи уровня отлива, и с этим следует согласиться.

На основании собственных наблюдений над рифами мальма, с учетом рассмотренных представлений различных геологов, автор предлагает следующее определение ископаемого рифа, разумея под ним риф биогенного происхождения. Биогенный ископаемый риф — это геологически обособленное, преимущественно массивное тело карбонатного состава, образованное значительно или частично перекристаллизованными скелетами прикрепленных, частью подвижных и свободно лежащих организмов, существовавших вблизи уровня отливов в морских бассейнах, а также продуктами разрушения и переотложения органогенных и терригенных частиц. Эти тела закономерно связаны со складчатыми и разрывными нарушениями и имеют большое значение для восстановления истории развития и тектогенеза многих районов земного шара.

Морфологически среди ископаемых рифов мальма выделяются: рифовый массив, рифовая линза, рифовый пласт. Охарактеризуем каж-

дую из них на примерах наиболее изученных автором рифов Горного Крыма.

Рифовый массив отличают ограниченность в плане, изометрично-округлые очертания и мощное развитие в вертикальном разрезе. Типичными рифовыми массивами мальма в Крыму являются высоты известнякового сложения в районах г. Балаклавы и р. Черной, в юго-западной части Главной гряды. Известняки, слагающие высоты — коралловые, брекчиевидные, афанитовые. Диаметр массивов у основания 1—2 км, высота — от 0,5 до 1 км. Массивы вытягиваются один за другим в виде цепочек. Наиболее четко выражена в рельефе цепь полуизолированных массивов в самой западной части Горного Крыма: Караньского, Псилерахского, Западно-Балаклавского, Восточно-Балаклавского. Севернее расположены три рифовых массива в районе Кадыковского рудника флюсовых известняков. Отношение высоты массивов к их горизонтальной протяженности изменяется в пределах от 1:2 до 1:1. Большая высота рифовых массивов свидетельствует о продолжительном времени их образования.

Рифовая линза отличается от массива незначительными размерами и тем, что она, как правило, заключена в толще инородных пород. В урочище Мегало-Яло, восточнее г. Балаклавы в западном Крыму среди конгломератов оксфорда и титона встречаются линзы коралловых известняков, достигающие в поперечнике нескольких метров. Отношение высоты линз к их горизонтальной протяженности колеблется от 1:4 до 1:1. Линзы представляют собой кратковременно существовавшие рифы, рост которых прекратился из-за резкого увеличения сноса обломочного материала. Проще говоря, риф, не успевший достаточно вырасти в высоту, был засыпан галечными накоплениями прибрежной зоны бассейна. Аналогичные линзы встречаются и в восточном Крыму (гора Южная Демерджи, реки Ворон, Шеллен, Арпат) среди конгломератов оксфорда. В некоторых участках у оснований линз наблюдается даже прирастание колоний кораллов к галькам, служившим для них субстратом.

Рифовый пласт, не отличаясь по структуре от рифовых массивов и линз, характеризуется тем, что высота его очень мала по сравнению с горизонтальной протяженностью и измеряется первыми метрами, тогда как протяженность может достигать и более 1 км. Отношение высоты к протяженности изменяется от 1:100 до 1:1000 и даже больше. Примерами рифовых пластов мальма в Крыму служат келловейские и оксфордские коралловые пласты Меганомского п-ова (южнее с. Лагерного) и некоторые пласты известняков в флишеподобной толще титонских аргиллитов, алевролитов и глин, фациально замещающих известняки Караби-Яйлы к востоку от нее.

Все перечисленные разновидности ископаемых рифов мальма обнаруживают полифациальный состав, иначе говоря, являются продуктами комплекса специфических фаций, к рассмотрению которых мы переходим.

### РИФОВЫЙ КОМПЛЕКС ФАЦИЙ

Комплекс фаций, генетически и пространственно связанных с ископаемыми рифами, именуется рифовым комплексом. В его составе обнаруживаются следующие фации.

*Фация собственно рифа.* В мальмских отложениях представлена коралловыми, реже водорослевыми и водорослево-коралловыми известняками, скоплениями детритуса и целыми раковинами рифолюбивых

организмов. В зоне рифа накапливаются продукты разрушения рифостроющих организмов в виде остроугольных обломков, галечника, песка, заполняющих пустоты в теле рифа.

В мальмское время на территории Крыма колониальные склерактинии в сообществе с неринейями, рудистами, водорослями образовали большое число крупных рифовых массивов в районах г. Балаклавы, в каньоне р. Черной, в Байдарской, Узунджийской долинах, в районе бухты Ласпи, в долине р. Қокія. Отмеченные массивы титонского возраста имеют все признаки былых коралловых рифов. В них обнаруживают следы первичноскольного состояния, массивность залегания, перекристаллизацию, слабую доломитизацию, следы обтачивания водой. В некоторых массивах (Гасфорт, Азис-Баир, Кадыковка) наблюдаются остатки абразионных горизонтальных площадок, образующихся за счет размыва поверхности рифового тела прибором (чередование известняковых брекчий и биолитовых известняков). Все изученные массивы Крыма представляли во время роста достаточно крупную положительную форму рельефа морского дна. Аналогичные массивы обнаружены также в мальме Кавказа, Карпат, Донецкого бассейна.

*Фашия передового рифового мелководья.* По Хенсону (Henson, 1950), эта фашия представлена у рифов мелового и третичного возраста на Среднем Востоке детритусовыми слоистыми известняками с линзами известняков-биолитов. Хенсон отмечает, что отложения этого типа вне рифовых фаший классифицируются как обычные сублиторальные осадки. Различимые обломки рифа в породах описываемой фашии обычно присутствуют в ничтожно малом количестве, а иногда отсутствуют вовсе. Нет каких-либо указаний на биологическую связь фауны собственно рифов и фауны, связанной с данной фашией, в которой наиболее важным элементом являются органические остатки, чуждые рифам. В сторону открытого моря фашия передового рифового мелководья, постепенно выклиниваясь, переходит в нерифовые, часто глинистые осадки открытого моря. Хенсон выделяет между ними еще «переходную зону с детритусовыми известняками», однако эта зона не является отдельной фашией, а представляет собой лишь неровную границу перехода между последней из комплекса рифовых фаший и фашиями открытого моря, для каждой из которых характерен не только свой набор петрографических и литологических типов пород, но и самостоятельный биоценоз.

В мальмских рифовых образованиях СССР эта фашия плохо изучена, и лишь на Северо-Восточном Кавказе, в бассейне р. Терека, к ней предположительно могут быть отнесены глинистые известняки с линзовидными прослоями известняков-биолитов, фашиально замещающие риф в сторону глубокого шельфа. Эта толща изучена М. М. Мацкевичем, который отнес ее к верхнему оксфорду по фауне аммонитов.

*Фашия предрифового вала.* Хенсон (Henson, 1950) называет первую зону, следующую от собственно рифа в сторону открытого моря, «склонном с рифовой осыпью», так как именно в ней скапливаются обломки тела рифа, образуемые ударной силой набегающих с моря волн. В. П. Маслов (1950) объединяет все предрифовые образования в зону шлейфов, подразделяя ее на подзону подножия рифа с отлагающимися в ней слоистыми илами и известковыми песками (эта подзона рассмотрена нами как фашия передового рифового мелководья) и подзону склона, где накапливается грубый неотсортированный материал. Обломочный материал, образующийся за счет разрушения внешнего края рифа, накапливается в виде вала брекчий на многих современных рифах, с которым бывает связана своеобразная биоценотическая группи-

ровка, поэтому можно рассматривать эту зону как фацию предрифового вала.

Предрифовые валы мальмских рифов изучены в Крыму и на Северо-Восточном Кавказе. Литологически это брекчиевидные известняки, состоящие из остроугольных обломков органогенных, пелитоморфных и органогенно-обломочных известняков, сцементированных карбонатным или карбонатно-глинистым материалом. Размеры обломков очень различны и изменяются от долей до 10 см. Часто в них можно видеть соединение обломков разных генераций в более крупные куски, что свидетельствует о стадийности их образования и неоднократном отрыве от предрифового вала уже сцементированных обломков.

Валы брекчий наблюдаются у мальмских рифов не только с одной стороны, но иногда и нацело перекрывают собственно риф. Это связывается с полным разрушением верхней части рифа и прекращением его роста. Бурением на титонских рифах юго-западной части Горного Крыма получен чрезвычайно интересный материал о распределении брекчиевидных и биолитовых известняков. В ряде рифов (Азис-Баир, Псилераха, Западно-Кадыковский) наблюдается частое переслаивание коралловых и брекчиевидных известняков не только в краевых, но и в центральных частях рифовых массивов, что дает основание говорить о неоднократном разрушении всей поверхности рифа и возобновлении их роста.

*Фация рифовой лагуны.* Между берегом и рифом часто возникают еще две рифовых фации — фация лагуны и фация рифового побережья. В разрезах мальма на Северо-Восточном Кавказе и в Крыму рифовые лагуны представлены слоистыми доломитами, чередованием пелитоморфных известняков, алевролитов, мергелей с редкими колониями и одиночными кораллами. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта мальмские коралловые рифы фациально переходят в соленосные толщи. В. М. Рейман (1964) считает, что соленосные отложения образовались в огромной рифовой лагуне, существовавшей в Таджикской депрессии и отделенной от Тетиса барьерным рифом.

*Фация рифового побережья.* Выделяется в мальмском рифовом комплексе Крыма, где представлена конгломератами с линзами коралловых известняков, песчаниками, онколитовыми и оолитовыми известняками, в которых встречаются остатки колониальных и одиночных кораллов, рудистов, гастропод и другой фауны, приспособившейся к существованию в условиях значительного сноса терригенного материала с близлежащей суши. В ряду остальных фаций рифового комплекса данная фация занимает наиболее крайнее положение (в сторону, противоположную открытому морю), отделяя от берега рифовую лагуну.

Такова характеристика фаций рифового комплекса, редко наблюдаемого в полном объеме. Обычно одна или несколько фаций комплекса выпадают, и нужна большая прозорливость, чтобы не допустить ошибки при расшифровке типа рифогенного сооружения.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РИФОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ

При палеогеографическом анализе мальмских рифогенных сооружений устанавливаются следующие типы рифов: 1) береговые одиночные и цепочечные, 2) барьерные, 3) атолловидные, 4) островные одиночные и 5) рифогенные образования типа коралловых лугов.

Береговые, барьерные и атолловидные рифы мальма по своим особенностям аналогичны современным рифам перечисленных типов.

Береговые, или окаймляющие, рифы образовались у берегов континентов, островов; барьерные отделялись от берега лагуной, у атолловидных рифов имелась внутренняя лагуна. Островные рифы мальмского времени могут параллелизоваться со столовыми рифами современных морей и океанов. Название «столовый риф» предложено в 1915 г. японским геологом Тайяма для обозначения небольших изолированных рифов, расположенных вблизи или вдали от суши и не имеющих лагун. Фэйрбридж (Fairbridge, 1950), изучивший современные и плейстоценовые рифы Австралии, выделяет сходные рифогенные образования как платформенные рифы, лоскутные, или корковые рифы. Мальмские островные рифы были невелики в диаметре (до 0,5—1 км), но поднимались иногда с довольно больших глубин. Многие из островных рифов мальма возникали на локальных возвышенных участках морского дна и, вероятно, не были связаны с погружениями. В районах Малого Кавказа и Сахалина мальмские островные рифы были приурочены к склонам вулканов, о чем свидетельствуют наблюдаемые там взаимоотношения рифогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Исследование рифогенных образований мальма позволяет считать правильной теорию Ч. Дарвина об образовании коралловых рифов (теория опускания) для береговых, барьерных и атолловидных построек, приуроченных к осевым или краевым частям конседиментационных структур опускания (синклиналям, грабенам, приразломным зонам). Все подобные рифы образуются при медленных, но длительных погружениях их оснований, при этом рост коралловых или других колоний, образующих остов рифа, обязательно должен был успевать за погружением оснований. Примером барьерных рифов мальма, образованных в осевых частях погружавшихся синклинальных структур, могут служить рифы Балаклавского района в Крыму (титон), рифы Преддобруджинского прогиба (оксфорд-кимеридж) и Северо-Восточного Кавказа (верхний оксфорд).

Барьерный риф в Утесовой зоне Карпат (кимеридж и титон) приурочен к зоне глубинного разлома, установленного геофизическими исследованиями по размещению эпицентров землетрясений и на основе анализа фаций и мощностей. Разлом разделял две области противоположно направленных колебательных движений, и риф образовался на краю области длительного опускания, хотя и был расположен вблизи кордильеры. Размеры рифовых массивов в береговых, барьерных и атолловидных постройках мальма очень велики. Так, современная мощность их в центральных частях массивов титона в районе г. Балаклавы (Крым) достигает 650—700 м. Для достижения такой мощности при постоянном росте рифостроящих организмов, обитавших в условиях незначительных глубин, прогибание оснований рифов является, по нашему мнению, совершенно обязательным.

Образования типа коралловых лугов — последний из выделенных для мальма типов рифогенных сооружений тесно связан с отмиранием типичных рифов и миграцией рифовых фаун. В конце титона в районе Главной гряды Крымских гор изменение знаков тектонических движений (смена опусканий поднятиями) приводит к тому, что все раннетитонские рифы берегового, барьерного и островного типов выходят из-под уровня моря и прилегают к суше, вблизи которой они существовали. В непосредственном соседстве с отмершими рифовыми постройками в условиях проливов развились значительные поселения кораллов, скелеты которых слагают пласты известняков, распространенных ныне на северных склонах Главной гряды. Массивные полусферические, грибовидные и другой формы колонии и одиночные полипники,

не развиваясь в высоту, образовали сплошные покровы дна. Такие поселения кораллов, совместно с которыми в исключительно большом количестве обитали рудисты и неринеи, мы называем коралловыми лугами. Коралловые луга, образовавшиеся в результате отмирания типичных рифовых сооружений, характеризуют заключительные стадии их развития в определенной связи с тектоникой (Краснов, 1964).

Таким образом, классификация рифогенных сооружений мальма охватывает постройки, связанные с погружением их оснований в процессе роста (береговые, барьерные и атолловидные), не связанные с такими погружениями (островные рифы) и своеобразные постройки типа коралловых лугов, возникающие после отмирания типичных рифов (береговых, барьерных, атолловидных, островных).

#### ВАЖНЕЙШИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МАЛЬМСКИХ КОРАЛЛОВ

Мальские кораллы (*Scleractinia*) были главными рифостроящими организмами той эпохи, поэтому изучение их экологии представляет особый интерес. Важнейшими элементами палеоэкологического анализа мальских кораллов мы считаем: а) изучение систематического состава экологических группировок, их сходства и отличий; б) исследование влияний абиотической среды на морфологию организмов (осадков, пищевого, гидродинамического, газового режимов и т. д.); в) выяснение взаимоотношений различных групп рифогенного комплекса друг с другом (явлений обрастания, комменсализма, следов прижизненных повреждений, заживления повреждений и др.). Первые две группы вопросов, связанные с изучением систематического состава экологических группировок и влиянием абиотической среды, детально рассмотрены в докладе автора на Первом Всесоюзном симпозиуме по изучению ископаемых кораллов, состоявшемся в г. Новосибирске (Краснов, 1965), поэтому здесь остановимся лишь на третьей группе вопросов, связанных со средой биотической.

Взаимоотношения кораллов с другими организмами, населявшими мальмский бассейн, могут быть отнесены к явлениям комменсализма, симбиоза и паразитизма. Важное значение имеет выяснение пищевых отношений кораллов, конкуренции их с другими организмами в борьбе за обладание пространством, явлений репаративной регенерации в процессе роста и дегенерации.

К комменсалистам, наиболее часто встречающимся среди рифостроящих кораллов мальма, относятся неринеобразные гастроподы, рудисты, хететиды, гидроидные, жившие в многочисленных полостях между ветвистыми кораллитами колониальных полипняков. Часто встречаются обрастания крупных одиночных кораллов стелющимися коралловыми колониями. На агерматипных (нерифостроящих) кораллах существовали черви-комменсалисты, обитавшие в цененхимальном и перитекальном пространствах между чашками кораллитов у ветвистых вертикально росших форм. В верхних частях плоских колоний между чашками кораллитов у склерактиний иногда встречаются очень мелкие наросты колоний гидроидных полипов. Из комменсалистов одиночных склерактиний отметим устриц, прираставших к боковым частям кораллов наружными поверхностями створок. Скопления их разрастались на некоторых одиночных кораллах столь широко, что полностью скрывали их стенки. Как правило, кораллы мальма оказывались той частью

сообщества комменсалистов, которая представляет остальным его членам возможность обильного питания, спасения от осадков, воздействий прибоя, течений, нападений хищников и т. д., не получая ничего взамен.

Совершенно иной характер имели симбиотические взаимоотношения рифовых кораллов мальма с водорослями, гидроидными полипами и другими организмами. Так, например, тесное прорастание склерактиний, гидроидных и водорослей в зоне собственно рифа повышало сопротивляемость построек перед натиском волн и тем самым увеличивало жизнеспособность рифостроителей. Вполне вероятным кажется допущение взаимной полезности рифостроящих организмов в создании ими при помощи органов выделения специфического гидрохимического состава окружающей водной среды, благоприятствовавшего росту массы питательного планктона и улучшению жизнедеятельности самих рифостроящих организмов.

Следы паразитических организмов обнаруживают в остатках червей на чашках кораллов, прикрывавших доступ пищевым частицам, в отверстиях камнеточцев, выедавших содержимое кораллов. Для изучения всего разнообразия сверлящих моллюсков-паразитов, живших в кораллах, необходимо обращать внимание на форму и размеры оставляемых ими отверстий, которые могут быть круглыми, неправильно-овальными, сложными в виде двух полуслившихся окружностей и т. д. Размеры их также очень разнообразны — от долей до 10—15 мм.

Нередко кораллы сами оказывались в роли паразитов, нарастая на скопления устриц, стебли водорослей, другие кораллы и замуравывая их полностью или частично.

Пищевые отношения характеризуют находимые внутри кораллов скелеты мелких моллюсков, брахиопод и других организмов. В связи с пассивным способом питания кораллов, размер поглощаемых ими личинок, зародышей моллюсков и другого планктона был прямо пропорционален диаметру устьиц кораллитов. Иногда непомерно большие особи, которыми питались кораллы, не пройдя полностью глоточную трубку, застревали в ней. Если для одиночных форм это было губительным, то на колониях закупорка одного или даже нескольких устьиц практически не сказывалась на жизнеспособности, так как их питание обеспечивалось остальными индивидуумами.

Питание кораллов отряда *Scleractinia* лучше всего изучать по продольным шлифам и аншлифам крупных экземпляров. Шлифы и аншлифы для этой цели должны быть сделаны в срединной плоскости кораллитов или параллельно ей на половине расстояния от центральной полости кораллита до стенки, где обычно в межсептальном пространстве застревает наибольшее число остатков пищи.

От прижизненных отношений кораллов с другими организмами следует отличать отношения посмертные, когда скелеты кораллов являлись лишь твердым субстратом для прирастающих, обрастающих или сверлящих живых существ. Для выяснения характера связи различных организмов с кораллами необходимо устанавливать их прижизненные положения, на что указывают места прикрепления кораллов, нормальная ориентировка ротовых отверстий, линии погружения в грунт, определяемые по изменению окраски, налипанию терригенных частиц, наличие или отсутствие следов репаративной регенерации. Большое значение имеют при этом полевые экологические наблюдения над остатками ископаемых организмов, находящихся в положении роста, а при изучении погребенных рифовых комплексов — пришлифовки крупных штуфов керна.

## КРИТЕРИИ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ РИФОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Основой палеобиогеографического районирования является учет распространения различных групп организмов в пространстве и времени, в том числе и фаун рифовых образований. Различия в комплексах фауны рифовых образований, как впрочем и всех других, обусловлены климатическими, географическими, тектоническими и другими факторами внешней среды, которые должны быть учтены при палеобиогеографическом районировании. Палеобиогеографический анализ рифовых образований является, по нашему мнению, неотъемлемой частью палеогеографического анализа, предусматривающего воссоздание «физико-географических, биогеографических, климатических и т. д. условий минувших эпох» (Борисяк, 1934, стр. 21).

Как известно, основным принципом зоогеографического районирования современных морей и океанов зоологи считают фаунистический (ареалогенетический). Высказываются мнения, что и для районирования акваторий прошлых геологических времен следует применить этот принцип (Макридин, 1965). Вполне разделяя признание значительной роли организмов рифовых образований для палеогеографического анализа, мы не можем, однако, считать, что эта роль является исключительной. Уместно в этой связи вспомнить следующую мысль Л. Б. Рухина: «Организмы являются неотъемлемой частью ландшафта. Поэтому биогеографическое районирование имеет очень большое значение при изучении ландшафтов прошлого. Основной единицей такого районирования является биоценоз. Биоценоз — это исторически сложившаяся совокупность животных и растений, образующая систему, совместно использующую определенное пространство обитания (биотопа) в целях питания, роста и размножения» (Рухин, 1962, стр. 413).

Таким образом, не карты географического распространения (ареалов) отдельных видов, родов или вышестоящих таксонов, а биоценозы справедливо считал Л. Б. Рухин основой биогеографического районирования в палеогеографии. Каждая рифовая фация включает в себя свой биоценоз, поэтому решающим условием правильного районирования рифовых образований является выяснение состава биоценологических группировок, присущих каждой фации рифового комплекса. Биоценозы группируются, по Л. Б. Рухину, в биогеографические районы, провинции, области и зоны с учетом фациальной принадлежности каждого из них. Решающим фактором образования биогеографических зон является климат; области, провинции и районы распространения биоценозов обуславливаются различными барьерами, из которых для рифовых фаун мальма важнейшими были континентальные и островные суши, течения, снос терригенного материала, подводный рельеф, соленость.

Для пояснения приведем следующие примеры. Все рифовые образования мальма на земном шаре принадлежали к одной биогеографической зоне, так как главные рифостроители той эпохи — кораллы — могли существовать лишь в условиях жаркого тропического или субтропического климата. В пределах зоны распространения рифостроящих кораллов выделяются Тихоокеанская, Тетическая и Африкано-Аравийская области, находившиеся в мальме в различных тектонических условиях и разделявшиеся крупными сухопутными барьерами, которые на значительном протяжении служили непреодолимой преградой для миграции коралловой фауны. Тетическая область подразделяется на Северо-Американскую, Среднеевропейскую, Средиземномор-

скую и Гималайскую провинции, отграниченные одна от другой сухопутными барьерами лишь частично и располагавшиеся на участках земной коры, различных по своей тектонической активности. В состав Средиземноморской палеобиогеографической провинции в мальме входили Карпатский, Крымский, Кавказский и другие районы, выделяемые по приуроченности рифовых кораллов к определенным складчатым структурам, разрывным нарушениям, рельефу и другим признакам физико-географического и тектонического порядка. На территории СССР в Среднеевропейской провинции выделяются Припятский и Днепровско-Донецкий районы, в Тихоокеанской области — Сахалинский район в составе Сахалино-Японской палеобиогеографической провинции.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ РИФОВЫХ ФАЦИЙ

Тектонические движения определяют существование и разнообразие рифовых построек, среди которых выделяются постройки, связанные с погружениями оснований в процессе роста (Darwin, 1842). Некоторые рифы как в прошлом, так и современные растут на поднимающемся или неподвижном основании. Таким образом, намечается первая закономерность в тектоническом положении рифовых фаций, которая должна быть установлена при их изучении — знак тектонического движения основания рифа. Выяснение этой закономерности связано с установлением типа рифовой постройки. Выше уже было отмечено, что береговые, барьерные и атолловидные рифы связываются с опусканиями. Изменение знака движения оснований приводит к освобождению этих рифов из-под уровня моря, отмиранию рифостроящих организмов и разрушению. Такие рифы получили название поднятых (Наливкин, 1955). Примерами поднятых рифов являются некоторые из островов Фиджи и п-ов Флорида. Во Флориде наиболее нижние части разреза рифа, по данным бурения, относятся к эоцену. В мальме на территории Крыма поднятые рифы образовались в конце титона, когда, вследствие замыкания отмиравшего геосинклинального бассейна, рифы, существовавшие в начале титона, причленились к киммерийской суше. На поверхности титонских рифов немедленно после освобождения из-под уровня моря стали образовываться карстовые воронки, карровые поля, перекрытые затем позднетитонскими морскими осадками, сохранившиеся в таком виде до наших дней. Если скорость погружения основания рифа превысит скорость роста рифостроящих организмов (некомпенсированное погружение), то риф следует называть опущенным. Опущенные рифы также устанавливаются в ископаемом состоянии. В мальме Крыма в толще алевролитов, аргиллитов и песчаников, ритмично чередующихся между собой и образованных в условиях роста конседиментационного прогиба, встречаются пластовые рифы, мощность которых колеблется от 1—2 до 10 м. В вертикальном разрезе киммериджа и титона в Восточном Крыму встречается около 20 горизонтов пластовых рифов. В условиях интенсивного прогибания они засыпались терригенным материалом. При наступлении некоторой паузы в осадконакоплении выше опущенного рифа возникал новый пластовый риф, который вследствие прогрессирующего опускания района также уничтожался.

В. П. Маслов предложил выделять рифы платформенные и геосинклинальные, так как складкообразование, орогенические движения и вулканизм оказывают существенное влияние на их образование.

Основным признаком платформенных рифов В. П. Маслов считает ливейное расположение их параллельно краю платформы. Таковы рифы Флориды и Австралии. Геосинклинальные рифы отличают «локальность,

кольцевое расположение в плане и распределение по положительным структурам, существовавших во время роста рифа» (Маслов, 1950, стр. 63). Геосинклинальные рифы среди современных чрезвычайно многочисленны в Полинезии и Вест-Индских островах. Сопоставление мальмских платформенных (Донбасс) и геосинклинальных (Крым, Кавказ) рифов позволяет установить их существенные различия. Платформенные рифы мальма на северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения вытягиваются в виде двух полос в направлении с северо-запада на юго-восток. Северная полоса прослеживается вдоль долины р. Северного Донца между селениями Сухая Каменка-Протопоповка, южная — между г. Краматорском и ст. Лозовая. Высота рифовых линз достигает здесь 1,5—6,5 м, ширина 1—6 м. Собственно рифы окружены переслаивающимися органогенно-обломочными и глинистыми, иногда оолитовыми известняками, известковистыми глинами и мергелями, содержащими остатки разобщенных одиночных и колониальных кораллов. Различия фаций, окружающих собственно риф, на платформах скрадываются, их осадки сходны.

Напротив, геосинклинальные рифы юры в Крыму и на Кавказе характеризуются громадной мощностью, достигающей 1000 м, значительным разнообразием фаций, составляющих рифовый комплекс. Подавляющее большинство геосинклинальных рифов во время роста было приурочено к прогибам, реже они возникали на положительных структурах. Среди геосинклинальных рифов встречаются как локально, так и линейно расположенные, поэтому эти признаки сами по себе не могут определять приуроченность рифа к геосинклинали или платформе. Для выяснения этой приуроченности необходимо знание всей геологической истории района. Исследование позднеюрских рифов Крыма, в частности, показывает, что развитие геосинклинальных рифов происходило в моменты перестройки тектонического плана. Рифы оксфорда и раннего кимериджа предшествовали андийской фазе тектогенеза, раннетитонские рифы оказались поднятыми в результате предпоздне-титонских движений. В целом, мальмские рифы Крыма характеризуют переходные моменты развития земной коры этого района от геосинклинали к платформе. Замыкание геосинклинали в области Горного Крыма привело к образованию между возникшим горно-складчатым сооружением и эпигерцинской платформой Равнинного Крыма предгорного прогиба, в котором появились своеобразные гастроподово-коралловые фации, именуемые коралловыми лугами. Поднятие и отмирание рифов титона в связи с инверсией тектонического режима послужило причиной миграции рифостроящих и рифолюбивых организмов в предгорный прогиб, где из-за усиленного сноса терригенного материала в конце титона не было условий для образования новых рифов. Лишь при стабилизации структурной и палеогеографической обстановки в валанжинский век в Крыму вновь появились коралловые рифы, но по своим особенностям (малой мощности, измеряемой первыми метрами, сходству околорифовых фаций) это были уже платформенные сооружения. Таким образом, коралловые луга могут указывать нам рубеж в геологическом времени, отделяющий геосинклинальные рифовые постройки от платформенных.

Для рифовых сооружений характерно, кроме сказанного, расположение вдоль зон глубинных разломов, на склонах вулканов (геосинклинальные рифы), вдоль флексур, осевых частей синклиналей, реже они фиксируются на крыльях и сводовых частях антиклиналей (платформенные рифы). Все эти особенности следует учитывать при изучении рифовых сооружений, обращая особое внимание на взаимосвязь

их с конседиментационными структурами как разрывными, так и пликативными.

Большой интерес представляют наблюдения за развитием рифов во время трансгрессий и регрессий морей, когда происходит смещение рифовых фаций в направлении движения уровня воды (миграция рифового комплекса). Быстрое погружение рифа при трансгрессии может привести к перекрытию фациями собственно рифа зарифовых отложений, образовавшихся во время, предшествующее трансгрессии. Трансгрессивные рифы обнаруживают смещение фаций в сторону берега, регрессивные — в сторону открытого моря. Убедительным доказательством существования регрессивных рифов в мальме является огромный рифовый массив на Караби-яйле в Горном Крыму, существовавший от эксфорда до титона и последовательно смещавшийся в северо-западном направлении в сторону регрессировавшего морского бассейна.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Онкоиды и стратоиды.— Геол. вестн., 1915, 1, № 3.
- Андрусов Н. И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов. Пер. с нем. Н. И. Берлинга по оригиналу 1909—1912 гг.— Изб. тр., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Борисяк А. А. Курс исторической геологии. Изд. 3. Л.—М., Новосибирск, ОНТИ, 1934.
- Борисяк А. А. Основные проблемы эволюционной палеонтологии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Головкинский Н. А. К геологии Крыма.— Зап. Новороссийского об-ва естествоисп., 1883, 8 (Одесса).
- Краснов Е. В. О геологическом развитии района Байдарской долины в конце позднеюрской эпохи.— Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, 1963, вып. 14.
- Краснов Е. В. Новые данные о позднеюрских рифах Крыма.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 6.
- Краснов Е. В. Об экологических особенностях титонских склерактиний Крыма и их генетических связях.— Труды I Всесоюз. симпозиума по изуч. ископаемых кораллов, вып. 4. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Макридин В. П. Методика палеозоогеографического районирования.— Тезисы докладов XI сессии Всесоюз. палеон. о-ва. Л., 1965 (Всесоюз. палеонт. о-во).
- Маслов В. П. Геолого-литологические исследования рифовых фаций Уфимского плато.— Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 118.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Рейман В. М. Органогенные фации рифовых областей.— Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, Изд-во АН Тадж. ССР, 1964.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Самойлов Я. В. Бюлети. Посмертный сборник статей. Л., Научхимтехиздат, 1929.
- Яковлев Н. Н. и Рябинин В. Н. К геологии Соликамского Урала.— Тр. Геол. ком., 1915, вып. 123.
- Cummings E. R. Reefs or bioherms?— Bull. Geol. Soc. Amer., 1932, 43.
- Cummings E. R. a. Shrock R. R. Niagaran coral reefs of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1928, 39.
- Darwin Ch. The structure and distribution of coral reefs. London, 1842.
- Fairbridge R. W. Recent and Pleistocene coral reefs of Australia.— J. geol., 1950, 58.
- Gerth H. The evolution of reef corals during the Cenozoic period.— 4-th Pac. Sci. Congr., Java, 1930, IIA.
- Henson F. R. Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East.— Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1950, 34, № 2.
- Link Th. A. Theory of transgressive and regressive reef (bioherm) development and origin of oil.— Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1950, 34, № 2.
- Mac Neil F. S. Organic reefs and banks and associated detrital sediments.— Amer. J. Sci., 1954, 252.
- Twenhofel W. H. Coral and other organic reefs in geological column.— Bull., Amer. Assoc. Petr. Geol., 1950, 34, № 2.
- Vaughan T. W. Physical conditions under which paleozoic coral reefs were formed.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1911, 22.
- Walther I. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Iena, 1893—1894.
- Walther I. Die Fauna der Solenhofener Plattenkalke. Bionomisch betrachtet. Ernst Haackel.— Festschrift, Iena, 1904.
- Wilson W. B. Reef definition.— Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1950, 34, № 2.

*В. П. МАКРИДИН, Ю. И. КАЦ, Е. И. КУЗЬМИЧЕВА*  
*Харьковский государственный университет,*  
*Московский государственный университет*

## **ПРИНЦИПЫ, МЕТОДИКА И ЗНАЧЕНИЕ ФАУНЫ КОРАЛЛОВЫХ ПОСТРОЕК ДЛЯ ЗООГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ МОРЕЙ ЕВРОПЫ, СРЕДНЕЙ АЗИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН**

Зоогеографические (в том числе и палеозоогеографические) исследования развиваются в трех направлениях: описательном, экологическом и сравнительном. Каждое из этих направлений, будучи органически взаимосвязанным с двумя другими, имеет вместе с тем самостоятельное значение. Наиболее важным методом сравнительных исследований является зоогеографическое районирование, позволяющее вскрыть закономерности распространения живых организмов в пространстве и времени. Исследования зоогеографии современных материков и морей были начаты в прошлом столетии (Уоллес, Северцов, Ортман, Мензбир и др.), и к настоящему времени у специалистов в этой области науки сложились уже определенные представления о шкале подразделений зоогеографического районирования и о методике его проведения. Первые попытки зоогеографического районирования суши и морских бассейнов геологического прошлого были предприняты позже, и палеозоогеография в целом находится в настоящее время в стадии формирования. Вследствие этого палеонтологи вынуждены заимствовать опыт у зоогеографов, приспособлявая полученные знания к специфическим условиям работы с ископаемым материалом.

Общеизвестно, что существенный ущерб палеонтологическим исследованиям наносит неполнота геологической летописи. Сказывается она и на результатах палеозоогеографического районирования, причем особенно большие затруднения возникают в связи с отсутствием данных о характере, составе и истории развития организмов, остатки которых захоронены в отложениях, скрытых водами современных морей и океанов, занимающих преобладающую часть поверхности Земли. По сути все сколько-нибудь обоснованные попытки составления схем зоогеографического районирования морских бассейнов минувших геологических периодов ограничиваются территорией распространения их осадков на современных материках и превращаются в сомнительные гипотезы при малейшем проникновении в пределы акваторий. Наша наука достигла уже того уровня развития, при котором возможны достаточно широкие обобщения, содействующие решению общей задачи с зоогеографией современных материков, морей и океанов.

Зоогеографическое районирование может основываться на различных принципах. В настоящее время наиболее распространены фаунистический (ареалогенетический) и типологический. Фаунистический принцип учитывает соотношение географических ареалов различных систематических подразделений и историю их формирования. В основу типологического районирования положено соподчинение экологических типов фауны и их рядов.

Экологическая классификация фауны, особенно фауны открытых морей, разработана недостаточно и потому большинство существующих схем зоогеографического районирования построено с использованием фаунистического принципа. Ботаники же и палеоботаники примерно в равной мере пользуются флористическим (ареалогенетическим) и типологическим принципами, что, в частности, нашло отражение в недавно опубликованной статье И. М. Покровской (1964). К сказанному нужно добавить, что рассматриваемые принципы не являются взаимоисключающими. Наоборот, их комплексное применение сулит наиболее крупные результаты, и нам кажется, что дальнейшее развитие сравнительных зоогеографических и фитогеографических исследований пойдет именно в этом направлении. Однако прежде чем стать на путь комплексного использования фаунистического и типологического принципов, целесообразно получить достаточно ясное представление о значимости каждого из них в отдельности.

Шкала зоогеографического (и фитогеографического) районирования включает области, подобласти, провинции, подпровинции и округа; некоторые исследователи выделяют еще царства, объединяющие ряд областей. При соответствующей степени изученности фауны (флоры) эти же подразделения могут быть выделены также при районировании территорий и акваторий геологического прошлого. Целесообразность принятия палеонтологами приведенной выше шкалы обусловлена единством задач зоогеографии и палеозоогеографии (Флеров, 1964) и вытекающей отсюда необходимостью получения сопоставимых данных.

С позиций фаунистического принципа сущность основных подразделений, выделяемых при районировании, может быть сформулирована следующим образом.

Область — единица фаунистического районирования первого порядка, охватывающая обширную территорию (акваторию), характеризующаяся не повторяющимся в других областях комплексом надсемейств и семейств, развитие которых в течение длительной истории протекало в ее пределах.

Подобласть — единица фаунистического районирования второго порядка, представляющая собой часть области, для которой характерен комплекс подсемейств и особенно родов, не повторяющихся в других частях данной области.

Провинция — единица фаунистического районирования третьего порядка, обычно охватывающая значительную часть подобласти (или области, если она не подразделяется на подобласти), характеризующуюся комплексом эндемичных видов и подвидов, а также определенными количественными взаимоотношениями представителей крупных таксонов, главным образом семейств и подсемейств.

Если сопоставить приведенные формулировки, принятые в зоогеографии (Гурьянова, 1957, 1965) и вполне приемлемые, с нашей точки зрения, для палеозоогеографии (Макридин, Кац, 1964; Макридин, 1965; Макридин, Кац, 1965б), с формулировками, рекомендованными для авторов «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» (Эйнор, 1965), то станет очевидным их существенное несовпадение.

Согласно О. Л. Эйнору, «область отличается от смежных областей наличием только ей свойственных семейств или групп характерных для нее родов, при отсутствии или небольшом количестве общих видов с другими областями» (Эйно́р, 1965, стр. 133). Нетрудно заметить, что в этой формулировке смешиваются индикаторы зоогеографических областей (семейства), подобластей (роды) и провинций (виды), чем и объясняется предложение О. Л. Эйнора рассматривать подобласть как подразделение свободного пользования. Нельзя также согласиться с утверждением, что смежные области отличаются друг от друга отсутствием или малым количеством общих видов. За исключением тех довольно редких случаев, когда одна область на всем или значительном протяжении отделена от другой непреодолимым барьером, в пограничной полосе будут распространены многочисленные общие для них виды.

Мы полагаем, что сказанное достаточно убедительно доказывает неоправданность применения для палеозоогеографического (и палеофитогеографического) районирования иной номенклатуры подразделений, чем принятая в зоогеографии (и фитогеографии); как и придания иного смысла установившимся терминам. Эту мысль мы высказывали и ранее (Макридин и Кац, 1964; Макридин, 1965), и остается лишь пожалеть, что редакторы готовящегося к изданию «Атласа палеофацальных и палеогеографических карт СССР» не согласились с ней, несмотря на всю ее очевидную целесообразность.

Приводя доказательства в пользу применения в палеозоогеографическом и зоогеографическом районировании единой шкалы подразделений, нельзя упускать из вида различия, объективно существующие между этими видами исследований.

Зоогеографы могут пользоваться критерием геологического времени лишь в очень ограниченном диапазоне, тогда как палеонтологи располагают в этом отношении значительно более широкими возможностями, вплоть до познания всей истории формирования географических ареалов таксонов вымерших организмов. Но, с другой стороны, палеозоогеографам недоступны многочисленные преимущества, которыми располагают зоогеографы в выяснении разнообразных причин, обуславливающих изменения географических ареалов и, в частности, в систематическом использовании для этой цели ландшафтно-географических исследований.

Для палеозоогеографов чрезвычайно актуальным является вопрос, возможно ли построение карт районирования на основании отдельных групп или необходимо базироваться на всем комплексе ископаемых? Нужно сказать, что и здесь в зоогеографии нет единства мнений, и уже в течение более 60 лет параллельно развиваются два направления — так называемое классическое, основывающееся на учете распространения всех групп организмов (Уоллес, Мензбир и др.), и второе, возникшее несколько позже, не допускающее возможности районирования по всем группам из-за их неодинаковой способности к преодолению разнообразных географических и экологических препятствий и основывающееся на отдельно взятой группе организмов (Ортман и др.).

Теоретическая предпочтительность первого направления не вызывает, по-видимому, сомнений. Однако доводы его противников пока не опровергнуты практикой, особенно по отношению к морским организмам. Более того, стало правилом вести районирование шельфовых морей по бентосным пеллагическим и планктонным организмам в отдельности. В настоящее время, когда в палеозоогеографии происходит накопление фактического материала, весьма целесообразно, с нашей точ-

ки зрения, уделять основное внимание выяснению закономерностей географического распространения каждой группы ископаемых и получению «чистых» картин, без которых не может быть решен основной вопрос о значении данных организмов для палеозоогеографического районирования. Следовательно, районирование, основывающееся на отдельно взятой группе организмов, не только допустимо, но даже необходимо как для решения основного дискуссионного положения, так и для выяснения многих вопросов хронологии и экологии этих организмов.

При осуществлении палеозоогеографического (палеофитогеографического) районирования желательно не ограничиваться одной картой-схемой, а стремиться к созданию серии карт, отражающей изменения в географическом распространении тех или иных групп организмов в течение определенного, более или менее значительного промежутка геологического времени (эры, периода или эпохи).

Методика фаунистического (ареалогенетического) районирования морей и континентов геологического прошлого не разработана. Поэтому мы считаем возможным высказать в порядке обсуждения те представления, которые сложились у нас в процессе палеозоогеографических исследований юрских и меловых морей Европы, Средней Азии и сопредельных стран.

С нашей точки зрения, работа по составлению карт-схем палеофаунистического районирования должна включать следующие основные этапы (Макридин, 1965):

1. Всемерное уточнение систематики групп (или группы) ископаемых, привлекаемых для этой цели.

2. Выяснение геохронологических подразделений, для которых могут быть построены карты-схемы районирования и выбор масштаба последних. Наиболее желательно построение карт-схем для последовательно сменяющихся друг друга времен или веков.

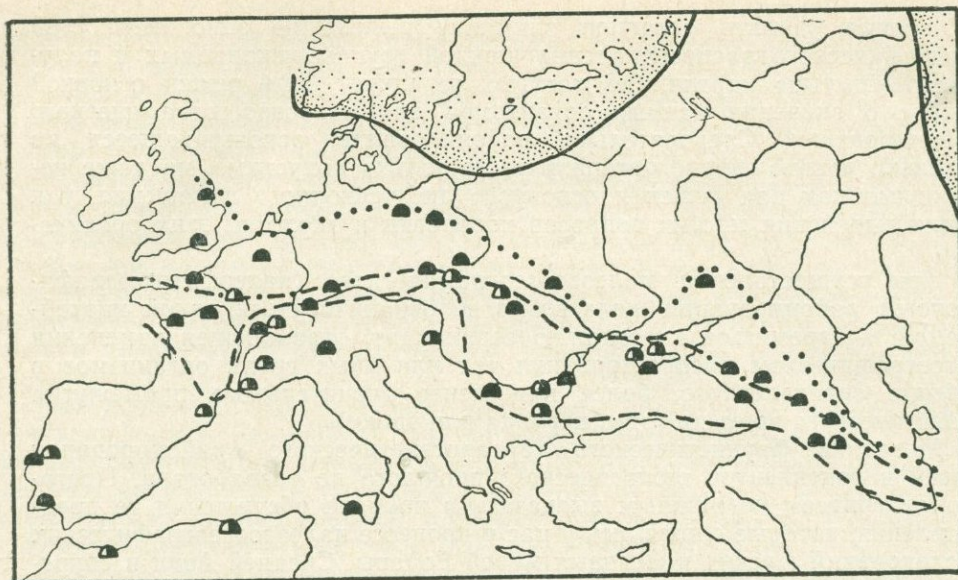
3. Построение на выбранной топографической основе палеогеографических схем исследуемой территории для указанных выше геохронологических подразделений.

4. Составление на этой основе карт-схем географического распространения родов и вышестоящих систематических подразделений, вплоть до надсемейств (Макридин, Кац, 1965б), их анализ для выяснения истории формирования ареалов этих таксонов и комплекса индикаторов областей и подобластей.

5. Применение метода интерполяции и оконтуривание областей и подобластей, получающих географические (палеогеографические) наименования.

6. Составление на той же основе карт-схем географических ареалов видов, политипических в особенности, и их анализ для выявления индикаторов провинций. При составлении этих карт-схем наиболее целесообразно пользоваться контурным методом в сочетании со штриховкой, так как палеонтолог редко располагает сведениями о большом количестве местонахождений данного вида, достаточными для применения точечного метода (Толмачев, 1962). Следует заметить, что с помощью рассматриваемых карт-схем удастся выяснить изменения географического ареала вида и его подвидов и получить дополнительные данные о формо- и видообразовании (Макридин, Кац, 1965а, 1965б).

7. Применение статистического метода (см. выше формулировку понятия «провинция»), оконтуривание с помощью интерполяции и наименование провинций.



— а    б    ..... б    - · - · - · г    - - - - д    ● е    ▲ ж

Рис. 1. Схема географического распространения колониальных шестистилевых кораллов из отряда Scleractinia и их построек в позднеюрской эпохе и меловом периоде на акватории Европы.

а — предполагаемое положение береговой линии во время максимальной трансгрессии; б — области сноса в течение всей поздней юры и мелового периода; северные границы распространения большинства колониальных склерактиний и их построек: в — позднеюрская эпоха, г — раннемеловая эпоха; д — позднемеловая эпоха, коралловые постройки: е — позднеюрские; ж — раннемеловые.

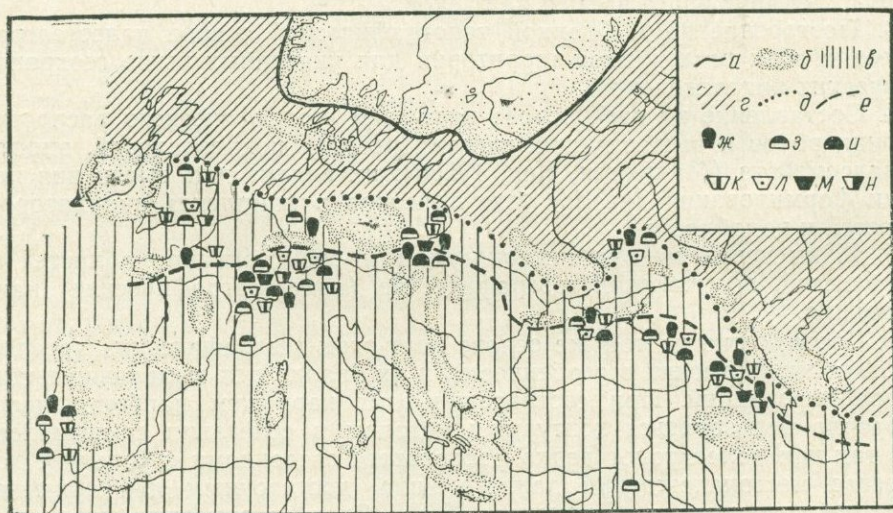


Рис. 2. Схема географического распространения некоторых колониальных и одиночных склерактиний из подотрядов Stylinina и Astraeoina в позднеюрских морях Европы.

а — предполагаемое положение береговой линии при максимальной трансгрессии позднеоксфордского моря; б — области сноса; в — Средиземноморская палеозоогеографическая область; г — Бореальная палеозоогеографическая область; д — северная граница распространения большинства колониальных склерактиний и их построек; е — северная граница распространения родов *Cryptocoenia* и *Confusastraea*. Присутствие представителей родов: ж — *Cyathophora* (сем. Cyathophoridae); з — *Stylina*; и — *Cryptocoenia* (сем. Stylinidae); к — *Montlivaltia*; л — *Isastraea*; м — *Complexastraea*; н — *Confusastraea* (сем. Montlivaltiidae).

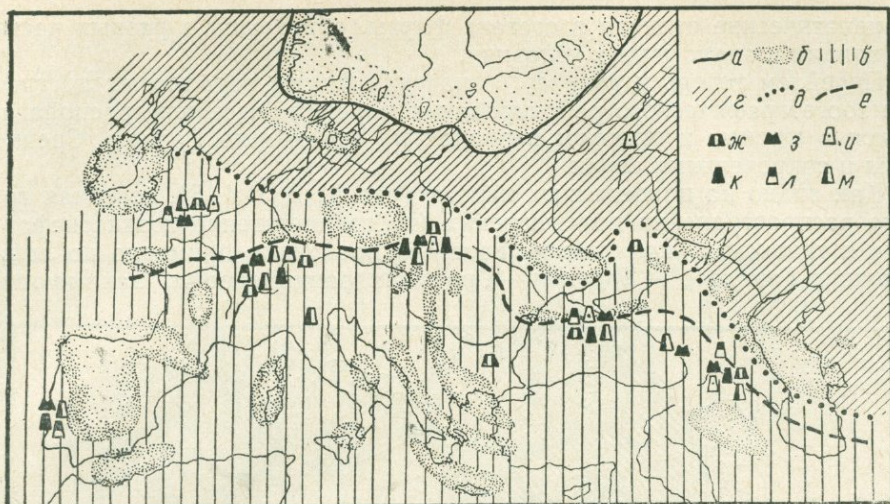


Рис. 3. Схема географического распространения некоторых колониальных склерактиний из подотряда Fungiina в позднеорских морях Европы.

*a* — предполагаемое положение береговой линии при максимальной трансгрессии позднеокфордского моря; *б* — области сноса; *в* — Средиземноморская палеозоогеографическая область; *г* — Бореальная палеозоогеографическая область; *д* — северная граница распространения большинства колониальных склерактиний и их построек; *е* — северная граница распространения рода *Meandraraea*. Присутствие представителей родов: *ж* — *Thamnasteria* (сем. Thamnasteriidae); *з* — *Calamophyllia* (сем. Dermosmilliidae); *и* — *Dimorphoraea*, *к* — *Meandraraea*, *л* — *Comoseria*, *м* — *Microsolena* (сем. Microsoleniidae).

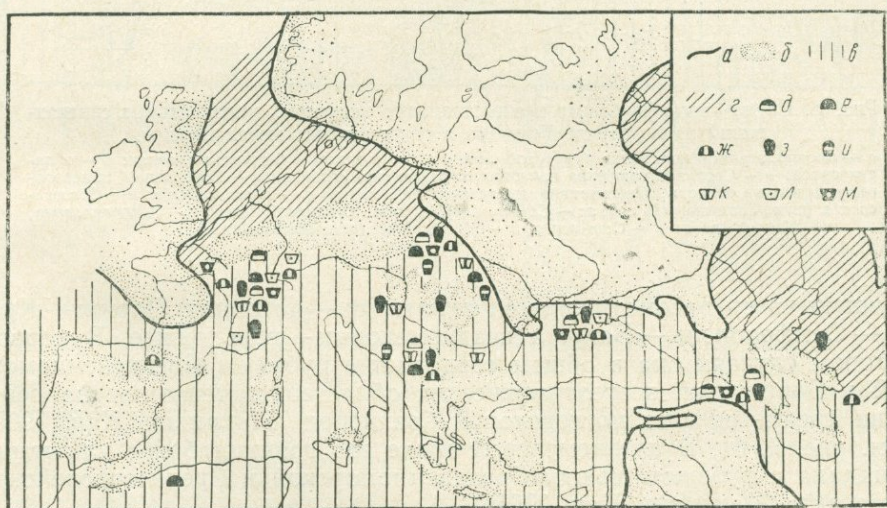


Рис. 4. Схема географического распространения некоторых колониальных и одиночных склерактиний из подотрядов Stylinina и Astraeoina в раннемеловых морях Европы.

*a* — предполагаемое положение береговой линии в готеривском и барремском веках; *б* — области сноса; *в* — Средиземноморская палеозоогеографическая область; *г* — Бореальная палеозоогеографическая область. Присутствие представителей родов: *д* — *Stylinia*; *е* — *Cryptocoenia*; *ж* — *Eugyra* (сем. Stylinidae); *з* — *Cyathophora*; *и* — *Holocystis* (сем. Cyathophoridae); *к* — *Montlivaltia*; *л* — *Isastraea*; *м* — *Dimorphocaenia* (сем. Montlivaltiidae).

8. Выяснение возможности подразделения провинций на подпровинции и округа (Макридин, Кац, 1965б). Кстати, следует упомянуть, что последние основываются уже не на фаунистическом, а скорее на типологическом принципе, так как учитывают главным образом экологи-

биоценотические отличия в составе фауны, обитавшей в разных частях провинции в аналогичных условиях.

Перейдем теперь к вопросу о значении фауны коралловых построек для зоогеографического районирования морских бассейнов, располагавшихся в юрском и меловом периодах на территории Европы, Средней Азии и сопредельных стран.

Как видно на приведенных картах (рис. 1, 2, 3, 4, 5), северная граница распространения позднеюрских (преимущественно позднеоксфордских и титонских) коралловых построек проходила примерно по линии Йоркшир-Ганновер — Харьков — Грозный; раннемеловых, занимающих

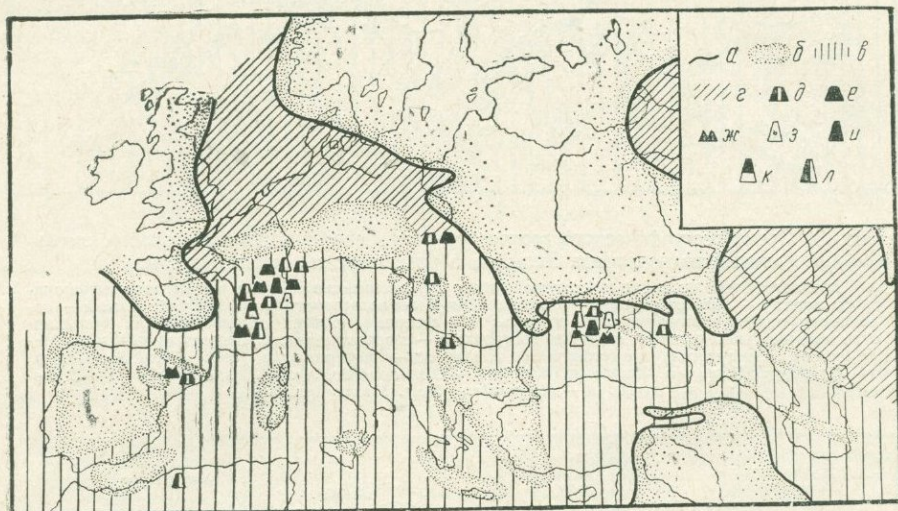


Рис. 5. Схема географического распространения некоторых колониальных склерактиний из подотряда Fungiina в раннемеловых морях Европы.

а — предполагаемое положение береговой линии в готеривском и барремском веках; б — области сноса; в — Средиземноморская палеозоогеографическая область; г — Бореальная палеозоогеографическая область. Присутствие представителей родов: д — *Thamnasteria*; е — *Streptocoenia* (сем. *Thamnasteriidae*); ж — *Calamophyllia* (сем. *Dermosmilidae*); з — *Dimorphoraea*; и — *Meandraraea*; к — *Comoseris*; л — *Microsolena* (сем. *Microsolenidae*).

меньшую часть рассматриваемой акватории — по линии Париж — Краков — Симферополь — Баку, а позднемеловых — еще южнее. В первом и втором случаях она в общем совпадает с рубежом Средиземноморской и Бореальной зоогеографических областей, намечаемых на основании ареалогических исследований брахиопод (Макридин, Кац, 1965а и см. рис. 7, 8). В позднемеловой эпохе эта граница более или менее совпадала с рубежом между Средиземноморской и Среднеевропейской областями (Макридин, Кац, 1965а).

В Средиземноморской области обычны также рудистовые, устричные и брахиоподовые банки, занимавшие мелководные участки вблизи коралловых построек, нередко сложенные продуктами разрушения последних. Однако географическое распространение банок и коралловых построек было неодинаковым. Например, в позднеюрской эпохе северная граница ареала рудистовых банок располагалась значительно южнее таковой коралловых построек, а в раннем мелу они примерно совпадают друг с другом.

Таким образом, с позиций типологического принципа Средиземноморская область может быть названа областью коралловых построек, рудистовых, устричных и брахиоподовых банок. Дальнейшее ее подраз-

деление на подобласти и провинции требует прежде всего уточнений географического распространения перечисленных индикаторов, обусловившего смену экологических типов фауны и их родов в различных частях данной акватории.

Использование шестилучевых кораллов (склерактиний) для палеофаунистического районирования наталкивается на большие затруднения, связанные со слабой изученностью систематического состава этих

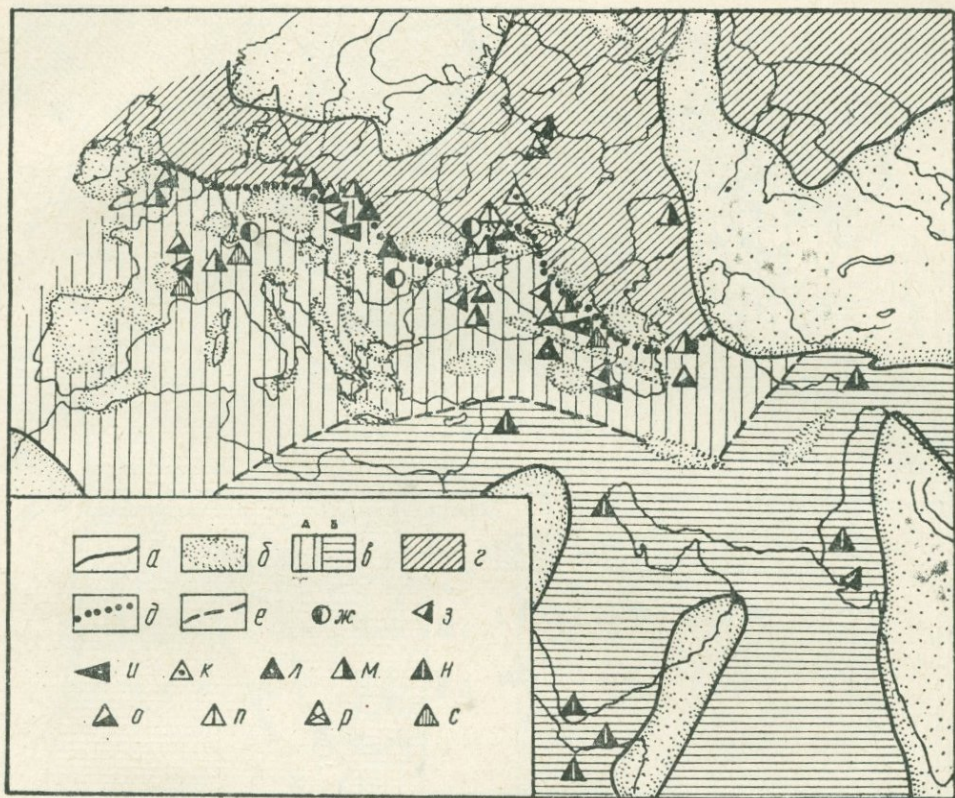


Рис. 6. Схема географического распространения брахиопод из отрядов Craniida и Rhynchonellida в оксфордских морях Европы и сопредельных стран.

а — предполагаемое положение береговой линии; б — области сноса; в — Средиземноморская палеозоогеографическая область (А — Альпийская подобласть; Б — Эфиопская подобласть); г — Бореальная палеозоогеографическая область; д — северная граница массового распространения представителей сем. Craniidae, Basilolidae и Erymnaidae; е — северная граница ареала представителей рода *Somalirhynchia*. Присутствие представителей родов: ж — *Craniscus* (сем. Craniidae); з — *Stolmorhynchia* (сем. Basilolidae); и — *Septocurella* (сем. Erymnaidae); к — *Cardinirhynchia*; л — *Monticlarella* (сем. Rhynchonellidae); м — *Septaliphoria*; н — *Somalirhynchia*; о — *Ractorhynchia*, *Praecyclothyris* (сем. Praecyclothyridae); п — *Ivanoviella*; р — *Thurmanella* (сем. Ivanoviellidae); с — *Acanthorhynchia* (сем. Acanthorhynchidae).

организмов, остатки которых часто встречаются во многих районах наших исследований как в органогенных постройках, так и вне их. Вследствие этого мы ничего не можем сейчас сказать о разделении по склерактиниям Средиземноморской области на подобласти, хотя последние в поздней юре довольно отчетливо вырисовываются на основании исследования географического распространения фауны аммонитов (Аркелл, 1961) и брахиопод (Макридин, Кац, 1965а, см. рис. 7 и 8). Несколько больше данных для разделения Средиземноморской области на провинции. В частности, значительное количество эндемичных видов

склерактиний обитало в позднеюрских морях Средней Европы, Южной Европы, Крыма и Кавказа, северо-западной окраины Донбасса. В ранне меловую эпоху существовали Крымская, Южноевропейская и Узбекская провинции.

Подробная характеристика склерактиний и образованных ими построек в пределах Крымской провинции приведены в работах

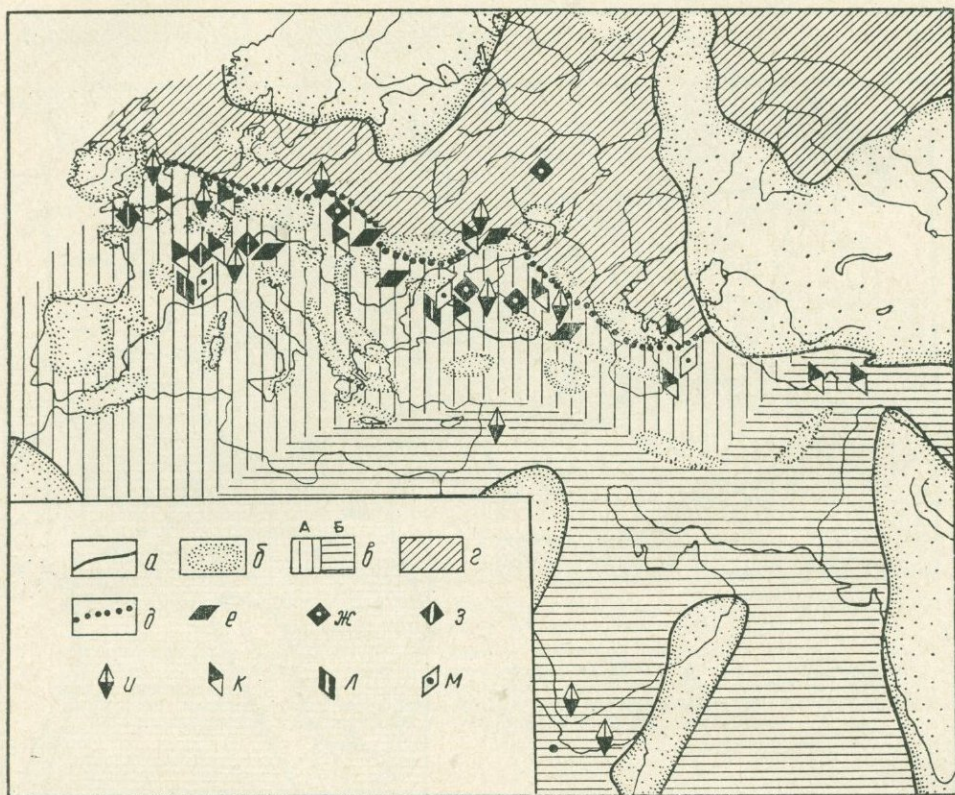


Рис. 7. Схема географического распространения брахиопод из надсемейств Terebratuloidea и Thcideoidea (отряд Terebratulina) в оксфордских морях Европы и сопредельных стран.

*a — г* — условные обозначения те же, что и на рис. 6; *д* — северная граница ареала надсемейства Thcideoidea. Присутствие представителей родов: *е* — *Thecideoidea*; *ж* — *Nudeata* (сем. Nuculatidae); *з* — *Terebratulina*, *Disculina* (сем. Cancellothyridae); *u* — *Lobidothyris*; *к* — *Dictyothyris* (сем. Terebratulidae); *л* — *Postepithyris*; *м* — *Iuralina* (сем. Gryphidae).

Е. И. Кузьмичевой (1964) и Е. И. Кузьмичевой и А. А. Шаля (1962). В валанжинском веке Крымская провинция характеризуется локальным распространением коралловых биогермов, сложенных главным образом колониями *Calamophyllia*, *Diplococnia*, *Stylina* и *Thamnasteria*. Кроме того, присутствует ряд эндемичных видов одиночных (*Montlivaltia conica* Kusm., *M. minima* Kusm., *M. crimea* Kusm., *Peplosmilia taurica* Kusm. и др.) и 12 новых видов колониальных склерактиний, многие из которых, по-видимому, также являются местными.

В раннеготеривское время коралловые постройки получили значительное развитие не только на акватории Крымской, но и Южноевропейской (Польша, Швейцария, Франция, Испания) провинций. Из обширного комплекса главным образом массивных колоний *Stylina*.

*Dimorphocoenia*, *Eugyra*, *Latimeandra* и др. слагающих в Крыму биогермы и биостромы, эндемичными являются виды *Stylina sparsa* Trautsch., *St. elegans* Eichw., *Eugyra pontica* Karak., *Dimorphocoenia superficialis* Eichw., *Agathelia turbinata* (Trautsch.).

Узбекская провинция (альб) характеризуется распространением преимущественно массивных колоний *Fromentelia* sp. Представители этого рода в Западной Европе встречаются крайне редко. В целом из

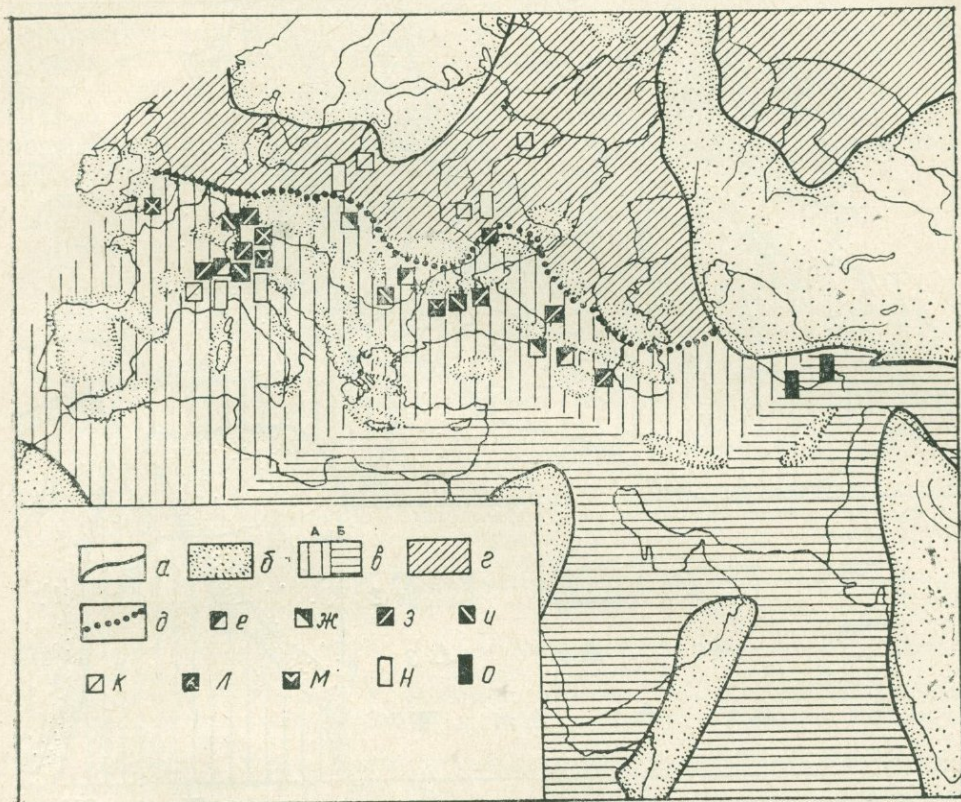


Рис. 8. Схема географического распространения брахиопод из надсемейств Terebratelloidea и Zeilleroidea (отряд Terebratulida) в оксфордских морях Европы и сопредельных стран.

a — предполагаемое положение береговой линии; б — области сноса; в — Средиземноморская палеогеографическая область (А — Альпийская подобласть, Б — Эфиопская подобласть); г — Бореальная палеогеографическая область (Среднеевропейская подобласть); д — северная граница массового распространения представителей сем. Dallinidae. Присутствие представителей родов: е — *Hamptonina*; ж — *Ismenia*; з — *Cheirothyris*; и — *Trigonellina*; к — *Aulacothyris*; л — *Zittellina*; м — *Zeillerina* (сем. Dallinidae); н — *Zeilleria*; о — *Gusarella* (сем. Zeilleriidae).

11 видов три ранее были описаны в альбе Франции, два — Центральной Америки, а остальные являются, по-видимому, местными.

Анализ географического распространения ряда родов позднеюрских колониальных склерактиний (см. рис. 2, 3) свидетельствует о том, что эти организмы не одинаково реагировали на температурный фактор. Такие роды, как *Stylina*, *Thamnasteria*, *Dimorpharea*, проникали значительно дальше к северу, чем *Cryptocoenia*, *Meandראה*, *Complexastrea*. В общем сходная картина имела место также в раннем мелу. Дальнейшее накопление подобных сведений несомненно расширит наши представления о закономерностях распространения склерактиний и

открывает дополнительные возможности для их использования в палеозоогеографическом районировании.

Склерактинии, особенно колониальные, приурочены к узкому кругу фаций. Это ограничивает возможности использования их распространения для зоогеографического районирования и вынуждает прибегать к помощи других групп фауны. В частности, в поздней юре склерактинии широко распространены и образуют на исследуемой территории

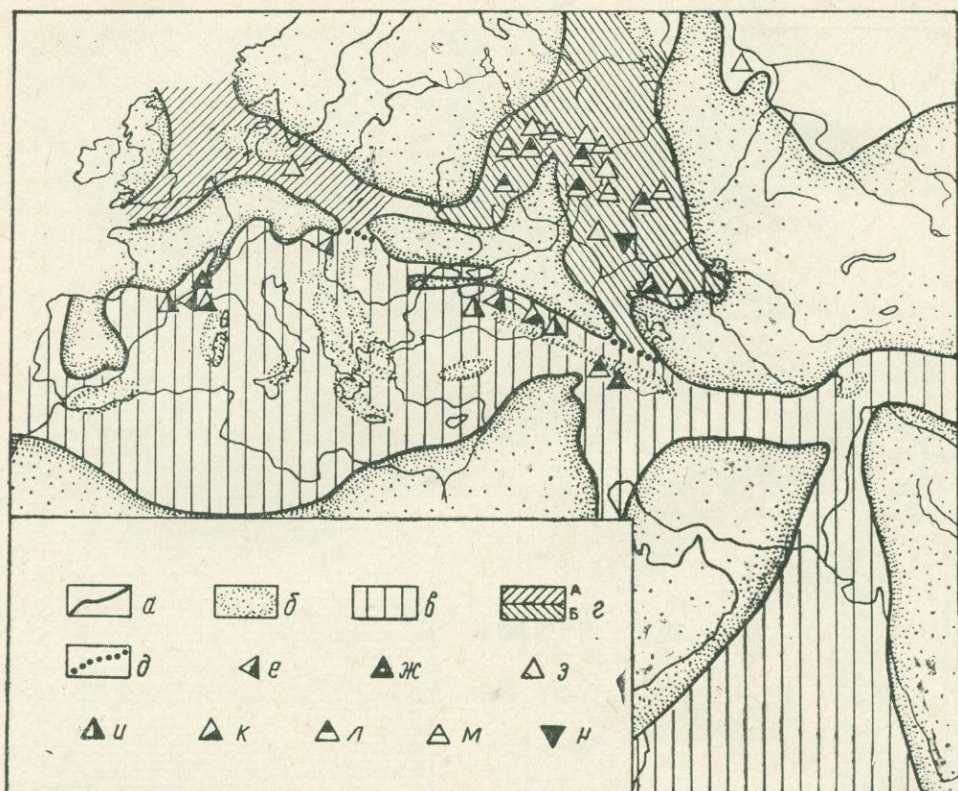


Рис. 9. Схема географического распространения брахиопод из отряда Rhynchonellida в титонских морях Европы и сопредельных стран.

*a* — предполагаемое положение береговой линии; *б* — области сноса; *в* — Средиземноморская палеозоогеографическая область; *г* — Бореальная палеозоогеографическая область; (А — Портландская подобласть, Б — Волжская подобласть); *д* — северная граница распространения сем. Basiliolidae. Присутствие представителей родов: *е* — *Stolmorhynchia* (сем. Basiliolidae); *ж* — *Monticarella*; *з* — *Rhynchonella* (сем. Rhynchonellidae); *и* — *Septaliphoria*; *к* — *Rhactorhynchia*; *л* — *Praeacyclothyris*; *м* — *Russirhynchia*; *н* — *Cyclothyris* (сем. Cyclothyridae).

постройки, начиная с позднеоксфордского времени и вплоть до титона. В келловейском веке и раннем оксфорде их находки довольно малочисленны, а постройки почти неизвестны.

В коралловых постройках и сопряженных с ними органогенно-обломочных фациях распространены многие другие группы бентосных организмов: губки, гидроидные, брюхоногие и двустворчатые моллюски, иглокожие, брахиоподы и прочие. Из них с зоогеографической точки зрения лучше всего изучены брахиоподы. Ниже приводим карты-схемы географического распространения некоторых групп этих организмов в оксфордском и волжском веках (рис. 6, 7, 8, 9). Из этих карт следует, что брахиоподы распространены географически более равномерно, чем

склерактинии, и поэтому имеют большее значение для районирования, хотя границы основных палеозоогеографических подразделений, проводимых на основании этих двух групп, в общем совпадают.

Значительное развитие геологосъемочных и поисково-разведочных работ на нефть и газ и другие полезные ископаемые, связанные с осадочными породами, на территории Средиземноморской палеозоогеографической области (в Средней Азии, на Кавказе, в Закавказье и Крыму) выдвигает перед палеонтологами неотложную задачу детального изучения систематического состава и закономерностей географического распространения всех основных групп фауны и использования этих данных для построения схем палеозоогеографического районирования. А это, в свою очередь, обеспечит решение актуальных вопросов стратиграфии и палеогеографии и, в конечном итоге, облегчит научное прогнозирование поисков месторождений многих полезных ископаемых осадочного происхождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аркелл В. Юрские отложения Земного шара. М., ИЛ, 1961.
- Гурьянова Е. Ф. Закономерности распределения современной морской фауны и принципы районирования Мирового океана. — Вопросы палеобиографии и био-стратиграфии. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гурьянова Е. Ф. К вопросу об упорядочении принципов районирования морской фауны и биогеографической номенклатуры. — Вопросы гидробиологии. М., изд-во «Наука», 1965.
- Кузьмичева Е. И. Шестилучевые кораллы (склерактинии) неокома Горного Крыма. Автореф. канд. дисс., М., Изд-во МГУ, 1964.
- Кузьмичева Е. И., Шаля А. А. Органогенные постройки в отложениях неокома Центрального Крыма. — Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, 1962, № 12.
- Макридин В. П. Методика палеозоогеографического районирования. — Тезисы XI сессии Всесоюз. палеонт. о-ва, Л., 1965 (Всесоюз. палеонт. о-во).
- Макридин В. П., Кац Ю. И. Палеобиогеографическое районирование позднемеловых морей Европы, Средней Азии и сопредельных стран. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, 39, вып. 2.
- Макридин В. П. и Кац Ю. И. Значение обобщающих палеонтологических исследований для стратиграфии и палеогеографии. — Палеонтол. ж., 1965а, № 3.
- Макридин В. П., Кац Ю. И. Некоторые вопросы методики палеобиогеографических исследований. — Организм и среда в геологическом прошлом. М., изд-во «Наука», 1965б.
- Покровская И. М. К методике составления ботанико-географических карт прошлых эпох. — Палеонтол. ж., 1964, № 2.
- Толмачев А. И. Основы учения об ареалах (введение в хорологию растений). Л., Изд-во ЛГУ, 1962.
- Флеров К. К. Некоторые вопросы палеозоогеографии. — Палеонт. ж., 1964, № 3.
- Эйнор О. Л. Вопросы палеобиогеографии и палеонтологии в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР. — Сов. геология, 1965, № 1.

М. В. МИХАЙЛОВА

*Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт*

## **БИОГЕРМНЫЕ МАССИВЫ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРНОГО КРЫМА И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА**

В поздней юре территория, охватывающая области Горного Крыма, Северного Кавказа и южную часть Предкавказья, входила в состав единой крупной Крымско-Кавказской геосинклинальной системы, распадавшейся на ряд отдельных геосинклиналей и геоантиклиналей. На всей этой площади в позднеюрскую эпоху существовал в общем сходный режим осадконакопления, отличавшийся лишь небольшими местными особенностями, благодаря чему накапливавшиеся здесь отложения очень близки, хотя и имеют некоторые характерные черты, обусловленные спецификой местных условий. Отличает эту зону преобладание среди карбонатных пород разностей, образованных в результате жизнедеятельности различных растительных и животных организмов, которые создали разнообразные постройки от мельчайших примитивных форм до крупных и сложных массивов. В результате детального изучения органогенных построек и окружающих их отложений выяснилось, что в поздней юре на всей огромной территории Крымско-Кавказской геосинклинали располагался архипелаг рифовых островов и отмелей. Область рифообразования захватывала, по-видимому, и южный склон Ставропольского поднятия, примыкавшего с севера к геосинклинальной системе Кавказа.

В последние годы резко возрос интерес к изучению крупных органогенных тел в связи с открытием в них промышленных месторождений нефти и газа, целебных минеральных и обычных питьевых вод и некоторых других полезных ископаемых. И если еще недавно на органогенные образования обращали очень мало внимания и при изучении мощных карбонатных толщ не учитывали их ведущую роль, а типичные органогенные постройки считали останцами, тектоническими отторженцами, эрозионными выступами и т. д., то сейчас почти любое карбонатное тело, особенно причудливой формы, содержащее хоть какие-то остатки организмов, называют органогенным сооружением, а большей частью просто рифом. Полемика вокруг терминологии продолжается уже несколько десятилетий, но особенный разнобой в литературе возник в самые последние годы. Если в статье или отчете дается просто описание или упоминание без литологической характеристики, зарисовок и т. п., то совершенно невозможно понять, о чем идет речь. Поэтому прежде чем перейти к описанию органогенных образований, необходимо уточнить применяемую в работе терминологию их.

Биогерм — термин геологический; обозначает ископаемые неслоистые, четко ограниченные выпуклые тела, в период формирования представлявшие органогенные сооружения, возвышавшиеся над дном, а в настоящее время заключенные в отложениях литологически иного состава. То же под биогермом понимали Камингс и Шрок (Cumings a. Shrock, 1928). В момент своего развития это могли быть постройки, находившиеся на значительных глубинах или у самого уровня отлива, т. е. они могли представлять собой подводную банку, одну из частей рифа и т. п.

Крупные и сложные биогермы, содержащие более мелкие, слившиеся между собой тела, и сопутствующие им образования, представляющие в ископаемом состоянии единое четко обособленное массивное геологическое тело, называются в работе биогермными массивами.

Термин «риф» употребляется только в палеогеографическом и географическом смысле; обозначает изолированные карбонатные массы, возвышавшиеся над дном и достигавшие уровня отлива, построенные рифообразующими организмами и продуктами их разрушения.

Ископаемая рифовая постройка, представляющая обособленное карбонатное тело, состоящее не только из собственно биогермных частей, но и включающее всю совокупность сопутствующих им образований (рифовых фаций), называется рифовым массивом, а в случае недоказанности рифовой природы — биогермным массивом.

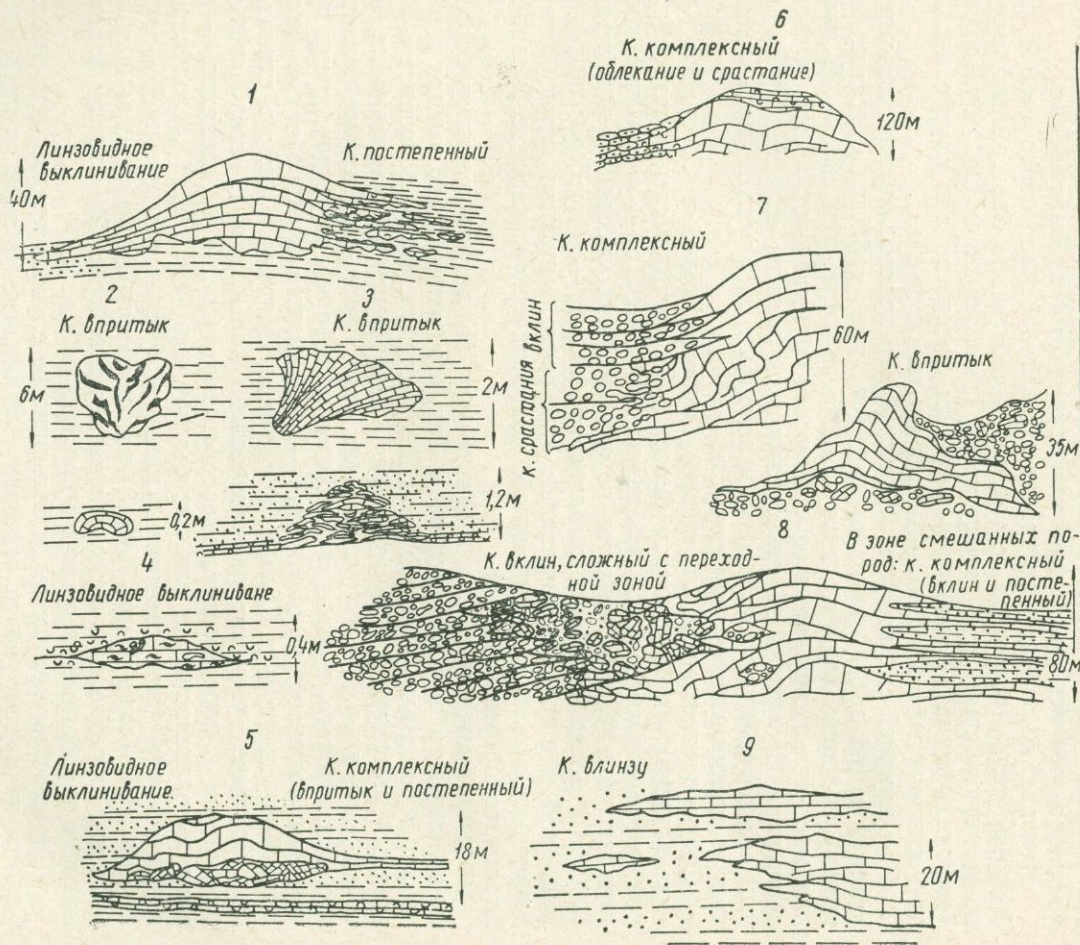
При хорошей сохранности (неполной перекристаллизации, доломитизации и т. д.) в биогермах выделяются ядро (собственно костяк биогерма), подошва, вершина и периферийные части, или склоны. В рифовых массивах различаются собственно биогермная часть (ядро, костяк), сложенная биогермными разностями известняков, шлейф, образованный обломочными известняковыми породами, и лагунная часть, состоящая из микрозернистых известняков.

Среди верхнеюрских отложений Горного Крыма и Северного Кавказа встречаются биогермы и биогермные массивы самой разнообразной формы и размеров, от небольших, не более 0,5—1 м высотой, конусовидных или бугровидных тел до огромнейших массивов мощностью в 1000 м и более. Наиболее характерная форма — конус со сглаженной вершиной и широким основанием или резко выпуклая кверху линза; встречаются тела башенковидной, призматической, караваеобразной и коробчатой формы (рис. 1).

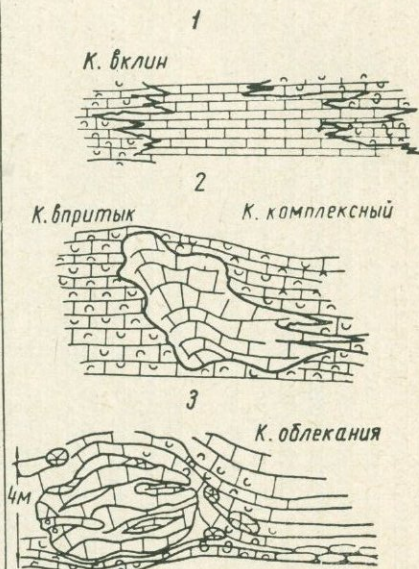
Форма биогермных тел в различных по литологическому составу вмещающих толщах неодинаковая. Так, в известняковых толщах типичны караваевидные (массивы горы Десямет-Кая, северо-восточнее с. Лагерного), неправильно линзовидные (встречаются на Караби-Яйле, Бабуган-Яйле и др.) и столбчатые (на горе Сгорю-Кая, северо-западнее пос. Планерского, в горах Эчки-Даг и др.) формы массивов; среди песчано-конгломератовых отложений — линзовидные и коробчатые (гора Карт-Кая, севернее г. Судака, в урочище Папачия и др.); в глинах — конусовидные, усеченнопризматические, холмовидные, столбчатые и онкоидные; в породах смешанного состава (толщи чередования) — неправильно линзовидные или как бы ярусные (см. рис. 1), столбчатые. Крупные тела часто соединены между собой, и цепочки их образуют крутые извилистые гряды (рис. 3) или величественные массивы с живописными башенками и куполами на вершине (рис. 2), издали напоминающие крепостные стены или причудливые замки.

Ширина биогермных тел в большинстве случаев превосходит высоту. Склоны их крутые, почти отвесные или пологие, плавно спускающиеся вниз. Поверхность сглаженная ямчато-бугристая или извилистая, очень

А



Б



- а
- б
- в
- г
- д
- е
- К. ж
- з

Рис. 1. Типы контактов биогермных образований с вмещающими породами.

А — биогермы в терригенных породах: 1 — кораллово-водорослево-губковые (гора Лысая); 2 — водорослевые (гора Лысая); 3 — коралловые (гора Лысая); 4 — ракушечниковые (гора Караман-Кая); 5 — кораллово-водорослевые (гора Караул-Оба); 6 — водорослевые (гора Харт-Кая и р-н урочища Панагия); 7 — водорослевые (гора Демерджи-Яйла); 8 — водорослевые (урочище Панагия); 9 — криноидно-кораллово-губковые (восточнее горы Ликон); Б — биогермы в известняках: 1 — водорослевые (гора Караба-Яйла); 2 — кораллово-водорослево-губковые (гора Кара-Оба); 3 — ракушечниково-водорослевые (гора Делямет-Кая).

Известняки: а — биогермные; б — органогенно-детритусовые и ракушечниковые; в — конгломераты; г — глины; д — песчаники; е — брекчи; ж — контакт; з — водорослевые желваки.

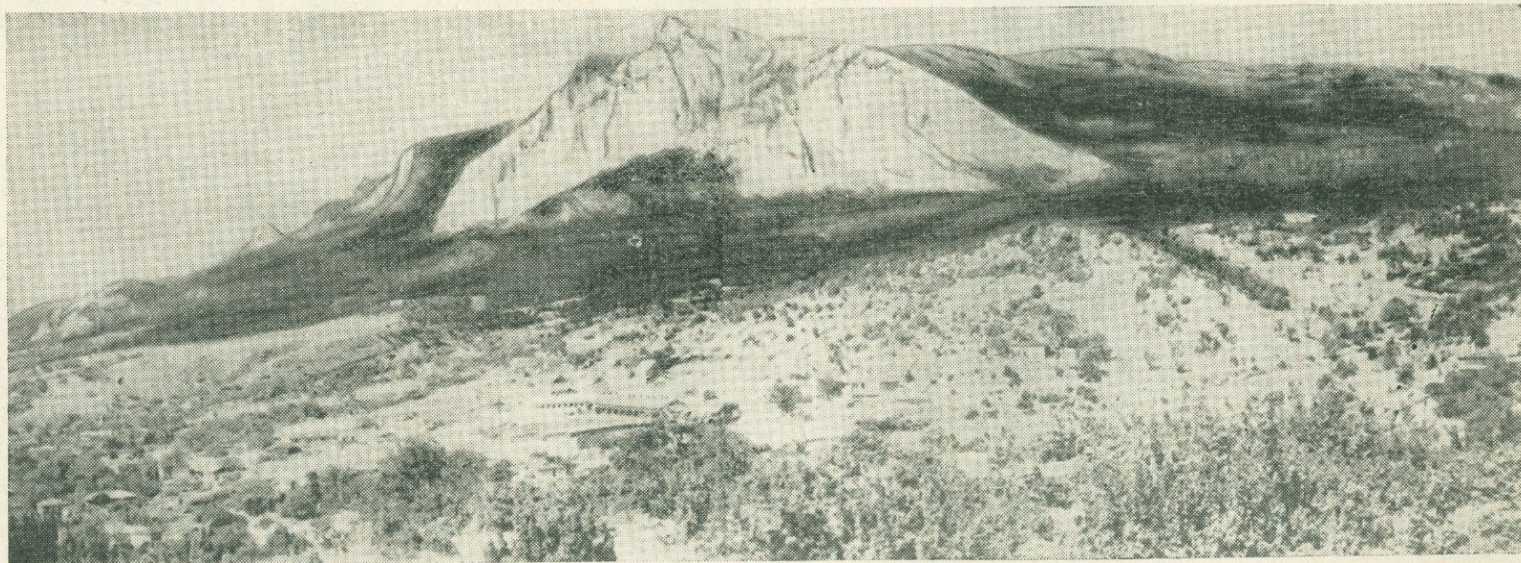


Рис. 2. Биогермный массив Кара -Оба (гора Эчки-Даг, Восточный Крым).

редко шершавая, уступчатая. Характерная черта — резко выраженная массивность всех тел, хотя в некоторых биогермах на расстоянии видна как бы волнистая наслоенность, часто повторяющая очертания всего тела или отдельных его участков. Это явление получило название рифовой слоистости. Своим возникновением оно обязано переслаиванию пластов и линз, образованных разнообразными наростами рифостроящих организмов, с пластами и линзами, состоящими из их обломков. Как правило, ископаемые органогенные постройки четко ограничены и резко выделяются в окружающих их породах. Характер взаимоотношения, или тип контакта с вмещающими толщами, в значительной степени зависит от состава последних.

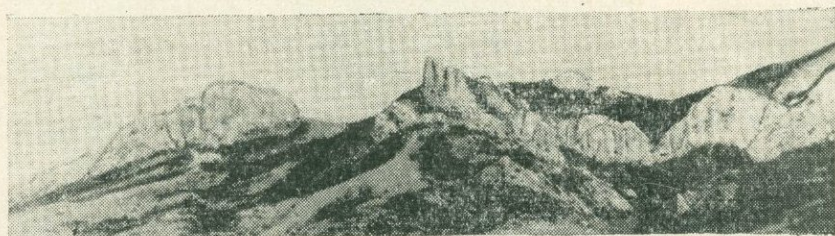


Рис. 3. Оксфордские биогермные массивы горы Чукур-Кая — Коридор (Восточный Крым).

В. П. Маслов (1946) выделяет следующие контакты: впритык, вклин, влинзу, облекания, постепенный и комплексный, включающий несколько типов контактов. В изученных отложениях встречаются все перечисленные контакты. Кроме них, обнаружено еще два интересных контакта — срастания и сложный с переходной зоной (см. рис. 1).

Контакт срастания представляет собой очень тесное соприкосновение биогермных известняков и контактирующих с ними пород. При этом отдельные наслоения образующих биогерм рифостроящих организмов проникают в прилежащие к ним породы, облекают отдельные гальки, скопления детрита и т. п., т. е. нарастают на одновозрастные синхронные им окружающие осадки. В теле самого массива вблизи от контакта также наблюдаются включения материала вмещающих пород. Такой контакт очень хорошо виден на северо-западном склоне горы Харт-Кая, севернее г. Судака (см. рис. 1). Он указывает на одновозрастность биогермных известняков и соприкасающихся с ними пород.

При сложном контакте с переходной зоной между биогермными и грубообломочными породами наблюдается развитие своеобразной переходной породы, контактирующей с ними вклин (см. рис. 1, гора Демерджи-Яйла). Вблизи биогермного массива это крупнообломочные (глыбовые) брекчии почти без цемента. В сторону от него брекчии быстро измельчаются, в них появляется обильный карбонатный цемент, а еще дальше и терригенная примесь. Обломки постепенно становятся окатанными. Такой контакт свидетельствует о некоторой несинхронности соприкасающихся пород. Биогермные породы, вероятно, образовались несколько раньше конгломератов, которые формировались одновременно с накоплением продуктов размыва биогермных пород. Развитие органогенной постройки могло продолжаться и в это время, но размывались ее нижние и окраинные уже вполне сформированные части.

Контакты биогермных массивов с различными вмещающими породами неодинаковы (см. рис. 1). В известняках наблюдаются контакты облекания, постепенный, впритык, вклин и комплексный (впритык и вклин); в обломочных породах — контакты вклин, срастания, сложный с переходной зоной и комплексные (вклин и срастания, впритык и облекания); в глинах — влизу, впритык, постепенный; в породах смешанного состава — комплексные, состоящие из постепенного и вклин, влизу и постепенного.

Цоколем, или основанием, биогермных массивов в рассматриваемом районе служат самые разнообразные породы, в том числе и не очень уплотненные глины.

По составу рифостроящих организмов среди верхнеюрских отложений выделяются три основных типа биогермных тел: коралловые, водорослевые и полибиогенные (губково-кораллово-водорослевые, губково-водорослевые, кораллово-водорослевые, криноидно-кораллово-губковые и т. д.). В названии отражается преобладающий в данном биогерме рифостроящий организм, определяющий общий характер образования, что не исключает присутствия в нем других, не играющих главной роли, организмов.

Первые два типа биогермов представляют собой тела сравнительно небольшого размера (0,5—2; 6; 8—15 м) и очень редко достигают мощности 50—60 м. Встречаются они в виде изолированных небольших массивов среди других пород. Биогермы третьего типа обычно не встречаются отдельно, а соединены в длинные и мощные гряды или крупные и сложные массивы, достигающие иногда несколько сотен метров по мощности (см. рис. 2, 3). Все крупные массивы полибиогенные.

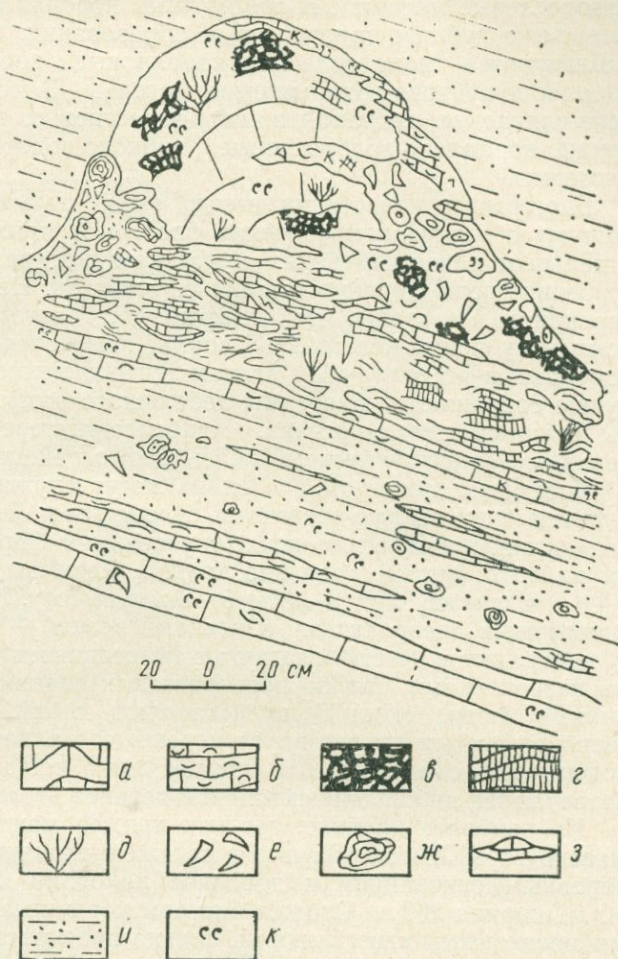


Рис. 4. Схема строения биогерм в оксфордских глинах на склоне горы Лысой (Крым, западнее г. Судака).

*a* — массивные известняки с реликтами биогермного строения; *b* — органогенно-детритовые известняки; *в* — известковые коралловые губки; *г* — багряные водоросли; *д* — колонии кораллов; *е* — обломки кораллов; *ж* — желваки водорослевые; *з* — кораллово-водорослевые корочки; *и* — глины и алевролиты; *к* — сине-зеленые водоросли.

Состав основных рифостроителей верхнеюрских биогермных массивов также зависит от состава разновозрастных вмещающих их отложений. В известняковых толщах наиболее широко развиты кораллово-водорослевые, кораллово-губково-водорослевые, гидроидно-кораллово-водорослевые массивы. В обломочных породах преобладают водорослевые, реже губково-водорослевые образования. Среди глинистых пород наблюдаются водорослевые, коралловые, кораллово-водорослевые и кораллово-губково-водорослевые массивы. В толщах чередования песчано-глинистых, песчано-глинисто-известковых пород встречаются криноидно-кораллово-водорослевые, губково-водорослевые и серпуловые биогермы.

Биогермные известняки всегда очень сильно перекристаллизованы, поэтому о внутреннем строении биогермов приходится судить лишь по отдельным менее измененным участкам и по реликтам первоначального строения среди сильно измененных участков. Некоторые тела настолько перекристаллизованы, что отнести их к биогермам можно только по комплексу признаков: общей форме, взаимоотношению с вмещающими породами и по отдельным следам органического строения. Значительно лучше сохраняются биогермы небольшого размера, включенные в породы некарбонатного состава. Наиболее интересны в этом отношении верхнеоксфордские биогермы Судакского района.

Типичным примером последних могут служить небольшие биогермы в толще глин на юго-восточном склоне горы Лысой. Они имеют неправильнолинзовидную или четкокonusовидную форму (рис. 4). Один склон их пологий, другой довольно крутой. Размеры колеблются от 4—5 до 7—8 м в ширину и от 3—4 до 5—6 м в высоту. Контакт с окружающими глинистыми алевролитами и глинами резкий — впритык. Привершинная и центральная части слагаются массивными кораллово-водорослевыми известняками, сильно перекристаллизованными. Подошва и периферийные части (склоны) представляют собой ноздреватое наслоение тесно прижатых друг к другу корочек и желвачков кораллов и мелких водорослевых линзочек. В промежутках между отдельными слоями встречаются небольшие скопления детрита этого же состава.

Из наиболее крупных тел как пример можно привести биогермный массив горы Лысой. Он имеет сглаженноконическую форму с широким неровным основанием и довольно пологими склонами. Высота около 60 м, ширина 260 м. Сложен биогерм коричневато-серыми очень крепкими массивными известняками, сильно перекристаллизованными, особенно в центральной части. Лишь на склонах массива при микроскопическом изучении иногда удается обнаружить реликты известковых губок, сине-зеленых водорослей и кораллов. По юго-восточной окраине биогермного массива г. Лысой широко развиты органогенно-детритусовые известняки, содержащие остатки иглокожих, водорослей, спикул губок, кораллов, брахиопод и фораминифер (подробнее см. Михайлова, 1959). Контакт с вмещающими глинами постепенный (см. рис. 1). На северо-западном склоне наблюдается довольно резкое выклинивание биогермных известняков, контакт влизиру. В зоне выклинивания, по периферии описываемого массива, развиты онколитовые известняки, встречаются отдельные кустовидные колонии кораллов.

Из биогермных массивов, встречающихся в полосе развития грубо-обломочных пород, наиболее показателен массив горы Харт-Кая (в 6 км севернее г. Судака). Это коробчатой формы тело с отвесным южным и довольно крутым западным и восточным склонами. Его высота 225, ширина около 400 и длина 650—700 м. Известняки, слагающие Харт-Кая, очень крепкие, сильно перекристаллизованные, черного цвета, с

полураковистым изломом. На выветрелой поверхности их местами хорошо видны бугровидные и округлые стяжения водорослей. В шлифах были встречены остатки известняковых корковых губок. О строении массива из-за сильной перекристаллизации слагающих его известняков говорить трудно. Вдоль северного склона массива происходит быстрое выклинивание известняков и замещение их конгломератами. Контакт комплексный типа вклин и срастания (см. рис. 1).

Типичным примером небольших биогермов, встречающихся в толще известняков, может служить караваевидный биогерм на южном

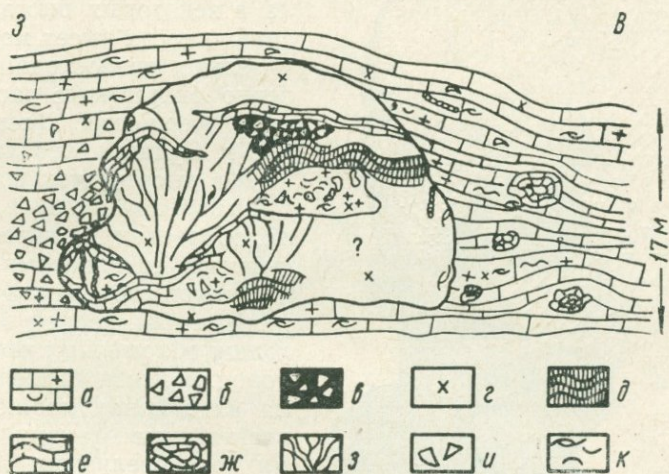


Рис. 5. Схема строения биогерма в толще оксфордских известняков на горе Делямет-Кая (Восточный Крым, гора Эчки-Даг).

*а* — органогенно-детритовые известняки; *б* — известняковые брекчи; *в* — наслонения известковых губок; *г* — перекристаллизованные известняки; *д* — багряные водоросли; *е* — сине-зеленые водоросли; *ж* — водорослево-губковые желваки; *з* — колонии кораллов; *и* — обломки кораллов; *к* — брахиоподы и их обломки.

склоне горы Делямет-Кая (северо-западнее с. Лагерного). Ширина его 3—3,2, высота 2,5, видимая длина около 5 м. Известняки, слагающие этот биогерм, значительно перекристаллизованы, но на выветрелой их поверхности сохранились следы кораллов, обвитые сетчатыми наслоениями водорослей и губок, среди которых видны скопления детрита кораллов, иглокожих, брахиопод и др. (рис. 5). Окружающие биогерм известняки довольно резко примыкают к нему и частично облекают его. В них также много детрита рифостроящих и сопутствующих им организмов. Встречаются очень крупные (до 20—25 см длиной) формы *Pecten*, желваки сине-зеленых водорослей, остатки мшанок, часто видны следы сверления. По западному склону биогерма наблюдается развитие известняковой брекчии.

Несмотря на сильное развитие вторичных процессов, в хорошо обнаженных биогермных массивах выделяется тело собственно биогерма (ядро), представляющее собой в настоящее время массивное образование характерной формы, сложенное сильно перекристаллизованными или доломитизированными известняками с отдельными реликтами первичного органогенного происхождения. Последние обычно лучше всего сохраняются в виде специфических рифогенных текстур на выветрелой поверхности (сеток, ячеек и т. п.). Особенно хорошо тела собственно биогермов выделяются в крупных рифовых толщах, где их массив-



Рис. 6. Литолого-фациальная схема рифогенного массива, горы Фишита — Пшеха-Су (Северный Кавказ).

а — биогермные известняки; б — органогенно-детритовые известняки; в — брекчии; г — песчаники; д — оолитово-онколитовые известняки; е — мелкозернистые и афанитовые известняки; ж — кустовидные колонии кораллов; з — губково-водорослевые бугры и желваки.

ность, кристаллическое строение и характерная выпуклая форма отчетливо выступают на фоне разнообразных обломочных и детритовых известняков, всегда значительно слабее подвергающихся процессам изменения (Михайлова, 1965).

Шлейф обломочного материала в некоторых биогермных массивах иногда имеет мощность значительно превосходящую собственно биогермные части их. На горе Кершетерс (северо-восточнее г. Судака) небольшие (10—15 м в высоту) конусовидные или башеновидные биогермные тела, образованные известняковыми губками, водорослями и в незначительной степени кораллами, окружены или, вернее, заключены в толщу обломочных известняковых пород. Вблизи биогермов, прямо на их склонах наблюдаются известняковые брекчии с угловатыми разновеликими обломками, расположенными резко беспорядочно и тесно прижатыми друг к другу. Цемента между ними почти нет или он выполняет только небольшие поры. В северном и северо-западном направлении наблюдается быстрое измельчение обломков, постепенно они приобретают окатанную форму. Брекчии сменяются типичными известняковыми конгломератами, гравелитами и далее мелкозернистыми известковыми песчаниками. Мел-

кообломочные разности известняков уже хорошо слоисты и образуют выдержанные по мощности пласты, прослеживающиеся на значительное расстояние (до 2—3 км). На склонах отдельных биогермных массивов наблюдается широкое развитие онколитовых (р. Урух, гора Оштейн), оолитовых (р. Фиадгон) и смешанных косослоистых оолитово-детритовых (р. Терек, гора Бобуган-Яйла) известняков с маломощными прослоями и линзами обломочных известняков.

В крупных рифовых массивах, таких как Ай-Петри, Агармыш, Кара-Оба, Сандых-Кая (Горный Крым), Оштейн, Фишита — Пшеха-Су (Северный Кавказ) и другие, наблюдается сложная перемежаемость рифовых фаций. На литолого-фациальной схеме (рис. 6) рифового массива гор Фишита — Пшеха-Су, видно, что собственно биогермные части окаймляются разнообразными шлейфами и внутрилагунными образованиями. Грубые резкообломочные рифогенные брекчии фациально замещаются известняковыми конгломератами и косослоистыми онколито-оолито-детритовыми песчаниками. Последние особенно широко раз-

виты в центральной привершинной части массива, где, вероятно, длительное время существовало мелководье. Ряды ветвистых колоний кораллов, бугровидные наслоения водорослей, окруженные пелитоморфными известняками, вклиниваются в виде отдельных линз или узких полос в биогермные и обломочные отложения.

Картина фациальных замещений в органогенных массивах сильно затуманена процессами вторичного изменения пород. Они, как правило, сильно перекристаллизованы, а в некоторых случаях доломитизированы (Северный Кавказ, Предкавказье). Для периферийных частей

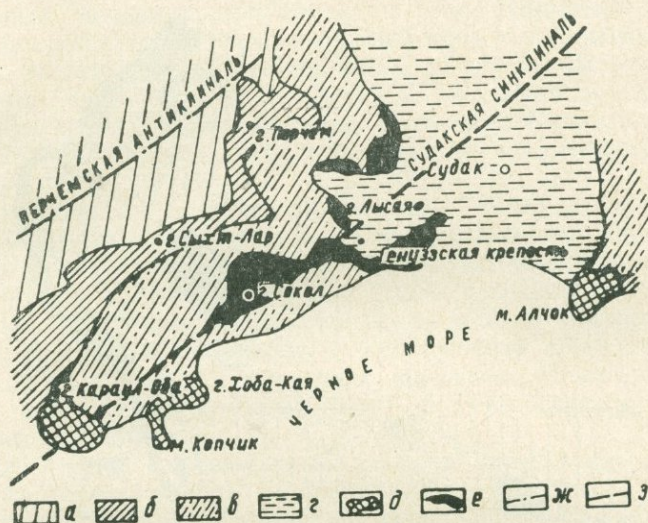


Рис. 7. Схема расположения биогермных массивов в районе г. Судак.

а — среднеюрские отложения; б — келловейские отложения; оксфордские отложения; в — песчаники, конгломераты; г — глины с сидеритами; д — биогермные массивы I горизонта; е — биогермные массивы II горизонта; ж — ось Перемской антиклинали, з — ось Судакской синклинали.

Биогермных массивов и особенно для их шлейфов характерны значительная пористость и кавернозность. К этим зонам обычно приурочивается и широкое развитие процессов вторичной доломитизации. Доломитизация пород, слагающих биогермные массивы, имеет неравномерный, пятнистый характер и захватывает не только тело самого биогерма и его шлейфа, но и вмещающие его породы в виде как бы ореола (р. Урух). В отдельных массивах центральные и привершинные части нацело доломитизированы и сильно разрушены: кавернозны, трещиноваты, изобилуют пустотами, пещерами и т. п.

Размеры крупных органогенных образований зависят от их тектонической приуроченности. Наибольшие наблюдаются у биогермных массивов, расположенных в центриклиналиях крупных синклиналей, вдоль бортов Восточно- и Западно-Крымского синклинорий, Туакского антиклинория, моноклинали Северного Кавказа и в зонах длительно развивавшихся крупных нарушений. Биогермные массивы, связанные с отдельными более мелкими структурами, осложняющими основные, имеют значительно меньшие размеры и распространены локально, тогда как массивы, приуроченные к главным структурам, протягиваются на большие расстояния, образуя почти непрерывные узкие прямые или изогнутые полосы (цепочки).

Крупные рифовые массивы Сандых-Кая и Эчки-Даг (Восточный Крым) располагаются в зоне восточного погружения Туакского антиклинория и приурочены к центриклиналям осложняющих его синклиналей. Примерно на одной линии с этими массивами, но значительно севернее их, уже в Восточно-Крымском синклинории, наблюдается еще более крупный массив — Агармыш. Развитие трех таких крупных массивов вдоль одной линии и в зоне усиления прогибания Туакского антиклинория указывает скорее всего на существование в этом месте в фундаменте перегиба или ступени, связанной с разломом.

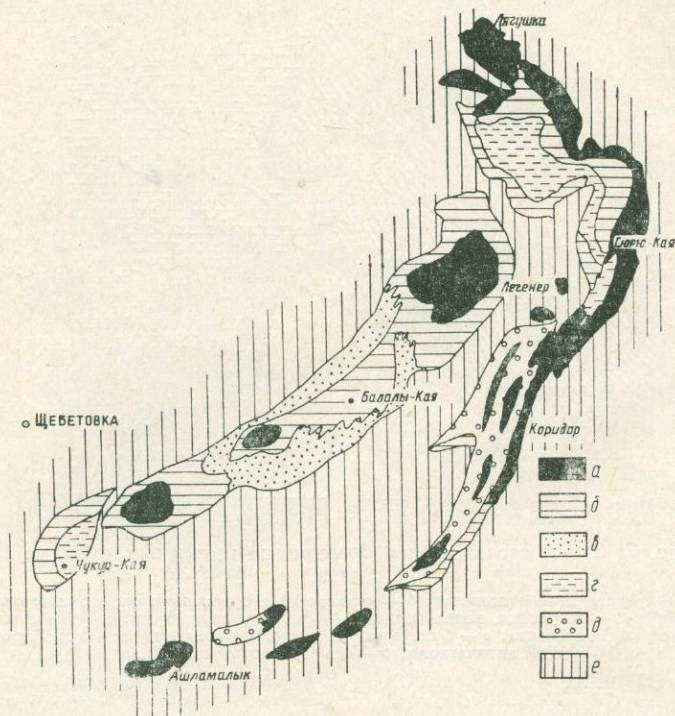


Рис. 8. Литолого-фациальная схема биогермных массивов группы Лягушка — Чукур-Кая (Крым, северо-западнее пос. Планерского).

Верхнеюрские отложения, слагающие наложенные синклинальные структуры: а — биогермные известняки, б — детритовые известняки, в — обломочные известняки, г — глины, д — конгломераты, песчаники; е — породы ядра Туакского антиклинория — аргиллиты, алеволиты и песчаники таврической серии и нижнесреднеюрские.

В центриклинали Судакской синклинали располагается целая группа крупных биогермных массивов, частью соединенных между собой (рис. 7). Большая группа крупных биогермных массивов (рис. 8) наблюдается и в зоне крайнего восточного погружения Туакского антиклинория — горы Легенер, Балалы-Кая, Сюрю-Кая, Коридор (Восточный Крым, северо-западнее пос. Планерского). Массивы центральной группы приурочены к обоим центриклинальным окончаниям Балалы-каинской синклинали, осложняющей это поднятие, а массивы полосы Коридор — Сюрю-Кая — Лягушка окаймляют юго-восточное крыло этой синклинали.

Вдоль южного борта Восточно-Крымского синклинория протяги-

вается прерывистая полоса крупных биогермных массивов и отдельных цепочек их.

Для районов Западного Кавказа характерна приуроченность биогермных массивов к поперечным разломам. Гряда крупных биогермных массивов протягивается от горы Фишта к горе Оштейн и затем далее на севере вдоль верхнего течения р. Цице. К западу от р. Цице биогермные известняки сменяются известковыми брекчиями, состоящими в значительной части из обломков рифогенных известняков и представляющими, по-видимому, шлейфовую зону меридиональной полосы биогермов. Рассматриваемая субмеридиональная полоса развития биогермных массивов приурочена к зоне Цицинского разлома, активно развивающегося в течение верхней юры и валанжина и проявившегося в рельефе дна бассейна резко выраженным уступом. Цицинский разлом, по мнению В. Е. Хаина (Хаин, Ломизе, 1960), затрагивает и южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, где к этой зоне также приурочиваются рифогенные фации верхнеюрских отложений (р. Ахцу).

Развитию поперечного разрыва, очевидно, обязаны своим возникновением и биогермы р. Чегема. Здесь в естественном обрыве наблюдается очень интересное ярусное их расположение. Общая мощность рифогенной толщи достигает 1000 м и более. Севернее основного массива на одной с ним линии развиты более мелкие биогермные тела. Почти вдоль всей моноклинали Северного Кавказа протягивается прерывистая полоса крупных биогермных массивов. Некоторые из них приурочены к локальным структурам или поперечным разрывам, осложняющим моноклиналь.

В Горном Крыму максимальный расцвет органогенных образований падает на конец оксфорда, в раннем кимеридж-титоне происходит перерыв в осадконакоплении и затем с середины кимеридж-титонского времени и до конца позднеюрской эпохи снова происходит широкое развитие органогенных построек. На Северном Кавказе возникновение крупных органогенных образований совпадает примерно с серединой оксфордского века, и их развитие продолжается непрерывно до конца поздней юры, а местами, возможно, захватывает и валанжин.

В течение позднеюрской эпохи на рассматриваемой территории происходило образование отдельных изолированных органогенных банок, береговых, барьерных и атолловидных рифов. Рифовая природа крупных биогермных массивов, встреченных в районе, доказывается несомненной мелководностью слагающих их известняков (сине-зеленые водоросли, очень крупные толстостенные формы рифолюбивой фауны, следы сверления и т. п.), широким развитием рифогенных шлейфов (известняковые брекчии, песчаники и т. д.), присутствием типично лагунных отложений (микрозернистые, афанитовые и т. п. известняки), общим характером распределения рифовых фаций, формой и расположением биогермных тел в виде вытянутых гряд, полуколец и т. п. Примером крупного и длительно существовавшего (большая мощность) рифа может служить массив гор Фишта — Пшеха-Су (см. рис. 6). Группы оксфордских биогермных массивов Судакского района (см. рис. 7) и гор Балалы-Кая — Легенер (см. рис. 8) представляли собой, по-видимому, атолловидные рифовые сооружения. В общих этих группах наблюдается два ряда биогермных массивов, располагающихся почти параллельно на некотором расстоянии друг от друга. Точное возрастное положение их еще не до конца выяснено, так как не везде виден цоколь и не прослежено детально изменение комплексов фауны. Но по размещению их в структурах и взаимоотношению с вмещающими поро-

дами все же можно заключить, что стратиграфически они представляют собой два горизонта. Первый несколько старше, верхи его соответствуют нижней части второго горизонта.

Судацкие биогермные массивы располагаются в виде незамкнутого полукольца, на некотором расстоянии от южного края которого наблюдается еще одна полоса соединенных между собой массивов (см. рис. 7). Последние в северном и северо-восточном направлении замещаются терригенными отложениями. Склоны массивов, обращенные к внешним частям кольца, крутые и резко контактируют с окружающими их породами. Склоны, обращенные внутрь кольца, сравни-

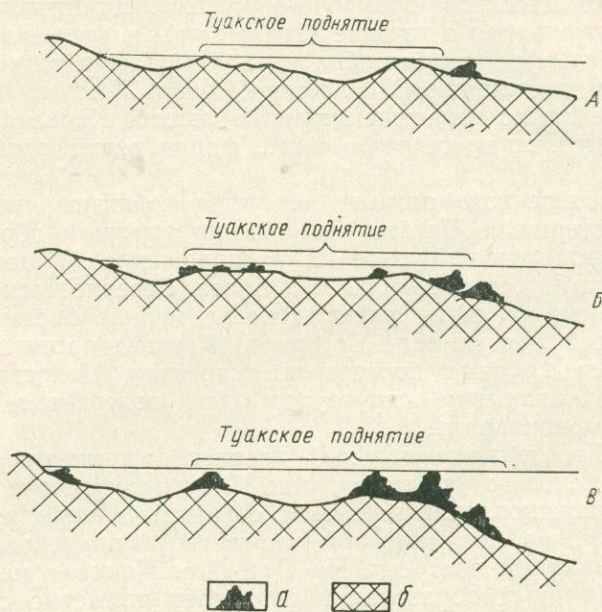


Рис. 9. Схема трансгрессии рифовых построек в течение оксфордского века в области восточного погружения Туакского поднятия.

Стадии развития рифа: А — береговой; Б — барьерный; В — атоллвидный. а — рифовые постройки; б — цоколь.

тельно пологие, и вдоль них наблюдается постепенное замещение биогермных пород детритовыми и микрозернистыми известняками. К сожалению, внутреннее пространство кольца перекрыто более молодыми кимеридж-титонскими глинами. И лишь в нескольких местах из этих глин торчат мелкие столбообразные ( $6 \times 8$  м — видимая часть) биогермы. Близкая картина наблюдается и в районе гор Легенер — Балалы-Кая (см. рис. 8), где первый горизонт массивов тесно связан с грубообломочными породами, а второй, значительно более поздний, окружен шлейфом известняковых обломочных отложений. В крайней северо-восточной части этой группы наблюдаются останцы лагунных отложений. Анализ фаций показывает, что в обоих рассматриваемых районах в начале оксфордского века существовал небольшой усиленно размывавшийся остров, в зоне шельфа которого и возник окаймляющий его береговой риф. Медленное погружение, испытываемое всей областью, приводило к постепенному смещению полосы рифов. Дававший грубообломочный материал остров постепенно погружался, и зона

рифообразования значительно расширялась. В результате опускания дна бассейна органогенные постройки первого ряда оказывались затопленными и позднее отмирали, а несколько в стороне на глубинах, более благоприятных для развития рифостроящих организмов, возникли новые. При очень замедленном погружении отдельный второй ряд построек не образовывался, а просто происходило последовательное смещение верхних частей постройки в сторону мелководья. Эти особенности расположения позднеюрских рифовых построек рассматриваемой территории позволяют относить их к трансгрессивным рифам (Link, 1950).

В северо-восточной части Балалы-Каинской группы (рис. 9) рифовая постройка, по-видимому, прошла через три основные стадии своего развития — береговой риф, барьерный и, наконец, атолловидный с внутренней лагуной, в которой накапливались известковые илы.

В восточной части Горного Крыма в верхнеюрской толще выделяется еще и третий биогермный горизонт — в верхах кимеридж-титонских отложений. Полоса биогермных массивов третьего горизонта располагается почти параллельно полосе оксфордских массивов, но значительно севернее ее, т. е. сдвиг к северу, наметившийся еще в оксфорде, продолжался и до конца позднеюрской эпохи.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Маслов В. П. О способах захоронения биогермов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Михайлова М. В. Строение и условия образования оксфордских биогермов в районе г. Судака. — Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка, 1959, № 5.
- Михайлова М. В. Петрографические особенности карбонатных пород верхней юры Северного Кавказа и Предкавказья и выделение среди них типов коллекторов. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 5.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Основные черты тектонического строения области. — Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1957, 1960, № 2 (Ставрополь).
- Cummings E. R. a. Shrock R. R. Niagaran Coral reefs of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations. — Bull. Geol. Soc., 1928, 39.
- Link Th. A. Theory of Transgressive and regressive Reef (Bioherm), development and origin of oil. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1950, 34, № 2.
-

В. С. САЯНОВ

Институт геологии и полезных ископаемых Министерства геологии СССР

## СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СРЕДНЕСАРМАТСКИХ БИОГЕРМОВ МОЛДАВСКОЙ ССР

Среди карбонатных отложений среднесарматского подъяруса Молдавской ССР встречаются многочисленные биогермные образования, которые на протяжении многих лет привлекают внимание геологов необычностью форм, особенностями строения, своеобразием состава и генезиса. Благодаря большому морфологическому и анатомическому разнообразию, благоприятным для наблюдения условиям залегания, а также незначительным вторичным изменениям, среднесарматские биогермные тела представляют собой такой объект, изучение которого может оказать значительную помощь в решении ряда вопросов проблемы рифообразования.

Карбонатные породы среднего сармата распространены почти повсеместно к востоку от линии, проходящей от г. Кагула в направлении г. Кишинева и пос. Каменки. Они слагают нижнюю часть разреза и представлены различными структурно-генетическими типами. На стратиграфии, литологии и палеогеографии среднего сармата мы останавливаться не будем, так как эти вопросы довольно подробно рассматриваются в специальных работах (Рошка, 1964; Саянов, 1957; Саянов, Макареску, 1965), а перейдем непосредственно к описанию биогермов.

Учитывая некоторые различия в площадном распространении, строении и величине биогермов, для удобства описания по размеру в трех направлениях мы подразделяем их на мелкие (до 5 м) и крупные (более 5 м). Обе эти разновидности биогермов в естественных обнажениях встречаются только севернее широты Кишинева — Тирасполь, а южнее они вскрываются скважинами.

*Мелкие биогермы.* Они залегают как в толще нормально стратифицированных известняков, так и в крупных биогермах рифовой полосы. В нормально стратифицированных отложениях мелкие биогермы в настоящее время обнаружены в мелководных известняках, развитых в пределах рифовой полосы и несколько восточнее ее в нижнем Приднестровье от г. Григориополя до Днестровского лимана, а также в юго-западной части Молдавской ССР (рис. 1). Они встречаются в виде изолированных или группы тесно соприкасающихся между собой тел, нередко образующих слой или линзу, где располагаются примерно на одном гипсометрическом уровне. Таких слоев в среднесарматских известняках Приднестровья известно шесть, а в юго-западной части Молдавии — три. Все мелкие биогермы залегают на размытой поверх-

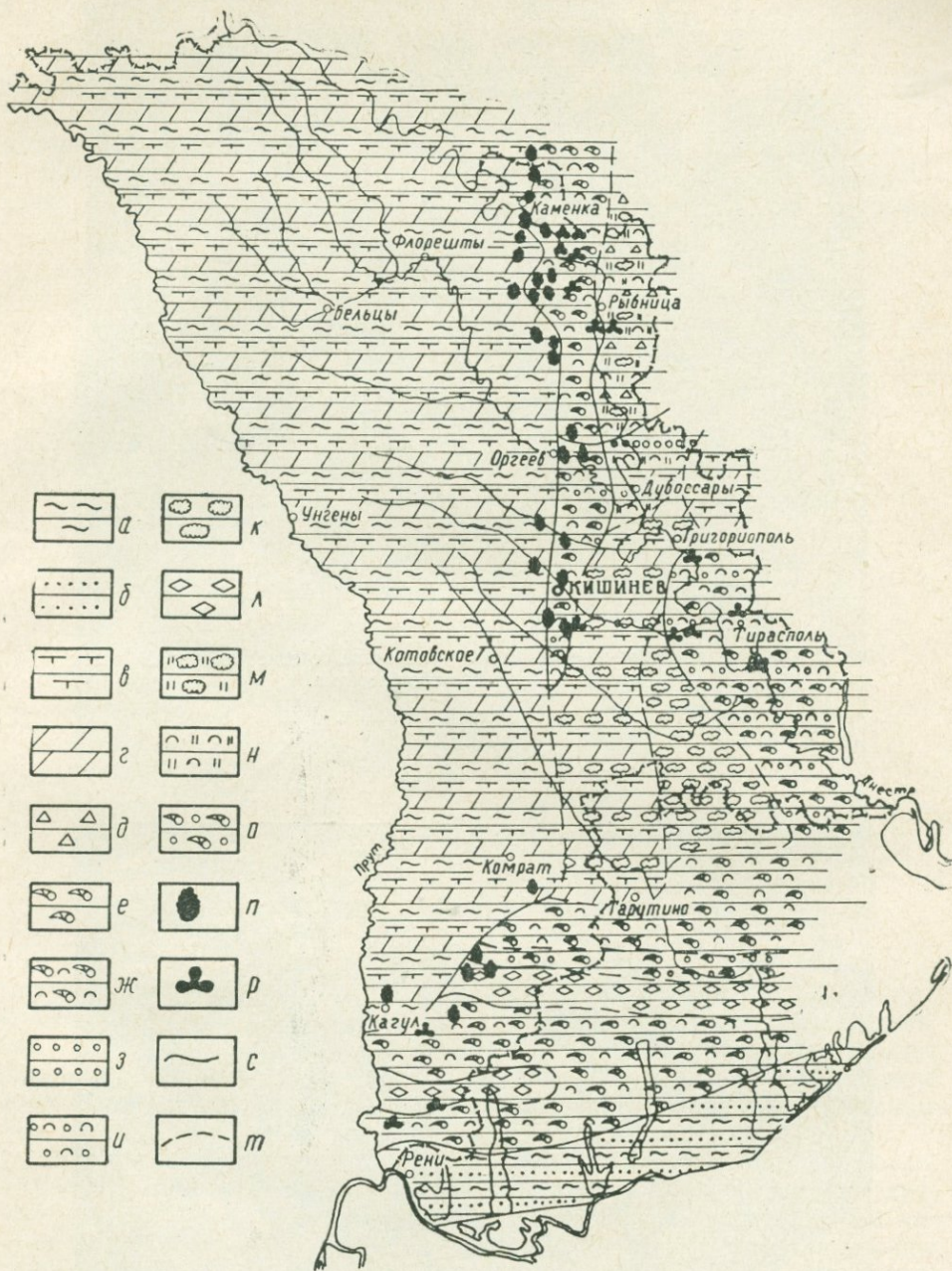


Рис. 1. Схема распространения среднесарматских биогермов Молдавии.

а — алевролитстая глина; б — песок; в — карбонатная глина; г — мергель; д — кремнистые породы; известняки; е — фораминиферный, ж — детрито-фораминиферный, з — оолитовый, и — оолито-детритовый, к — густковый, л — афанитовый, м — шламово-густковый, н — шламово-детритовый; о — оолито-фораминиферный; биогермы: п — крупный, р — мелкий; границы: с — достоверные, т — предполагаемые.

ности нижележащих известняков и подстилаются слоем внутрiformационных конгломератов, состоящих из крупных хорошо окатанных, часто уплощенных галек и валунов.

В крупных биогермных массивах мелкие биогермы сгруппированы

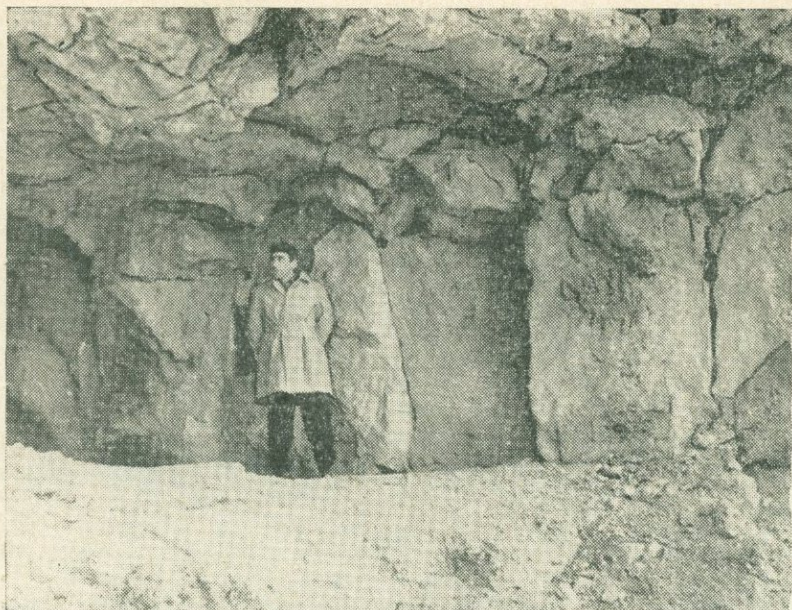


Рис. 2. Параллелепipedальные биогермы (поперечное сечение) из средней части крупного кишиневского биогерма.

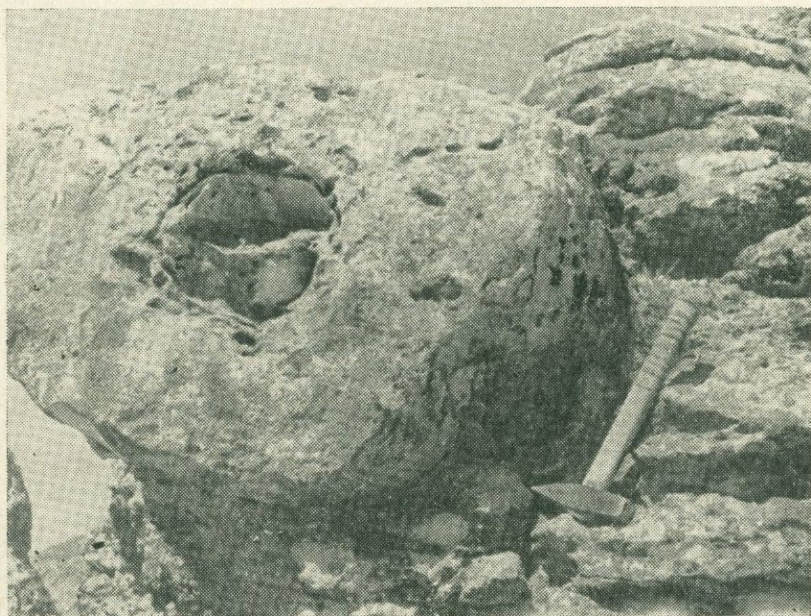


Рис. 3. Цилиндрический мелкий биогерм (вид сверху), с. Выхватинцы.

в блоки и клинья, в которых они располагаются в несколько этажей.

Мелкие биогермы имеют параллелепipedальную, шаровидную, куполовидную, караваевидную, бокаловидную и цилиндрическую, а иногда вообще неправильную форму (рис. 2, 3). Многие из них обладают ясно видимой слоистостью, параллельной внешним очертаниям (рис. 4), которая сильно сближает их со строматолитами.

Слоистость особенно хорошо видна на выветрелых поверхностях и чаще всего подчеркивается чередованием сильно- и слабопористых

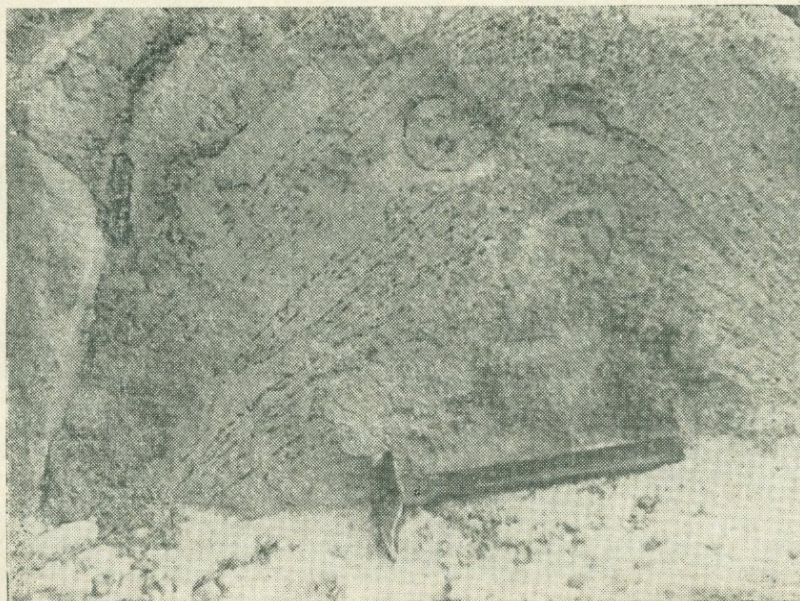


Рис. 4. Характер слоистости у мелкого параллелепipedального биогерма.

прослоек. Обычно у периферии биогерма толщина прослойки минимальная (1—3 мм), а в средней части — максимальная (до нескольких сантиметров). Биогермы, имеющие слоистость, главным образом параллелепipedальной, куполовидной, конусовидной и караваевидной формы, а без слоистости — цилиндрической, шаровидной и неправильной.

Не останавливаясь подробно на вещественном составе и микроскопическом описании рассматриваемых тел (Саянов, 1962), можно сказать, что ведущее место в их составе принадлежит червеобразным раковинкам прикрепляющихся фораминифер — нубекулярий, образующих столбики, пластинчатые слойки и сплошную пузырчатую ткань, а также известковым частям скелетов багряных водорослей. Затем в убывающем порядке следуют скелеты мшанок, мелкие круглые пелитоморфные густки и афанитовый карбонат кальция. В виде механической примеси в них встречаются раковинки разнообразных мелких тонкостенных фораминифер, створки раковин моллюсков, мелкий детрит, шлам, дискоастериды, оолиты и очень редко зерна кварца.

Слоистость — характерная черта мелких биогермов, являющаяся результатом периодических изменений физико-химических условий среды, в которой происходил их рост. К такому мнению мы пришли,

исходя из следующего факта. Сильнопористые прослойки состоят из нубекуляриевых, водорослево-нубекуляриевых и водорослевых вертикальных или наклонных столбиков и кустиков. Промежутки между ними заполнены механогенным и хемогенным материалом только частично (рис. 5). Слабопористые прослойки слагаются скелетами тех же организмов, но преобладают раковинки нубекулярий, они более тонкостенные и образуют сплошную массу. По-видимому, первые прослойки

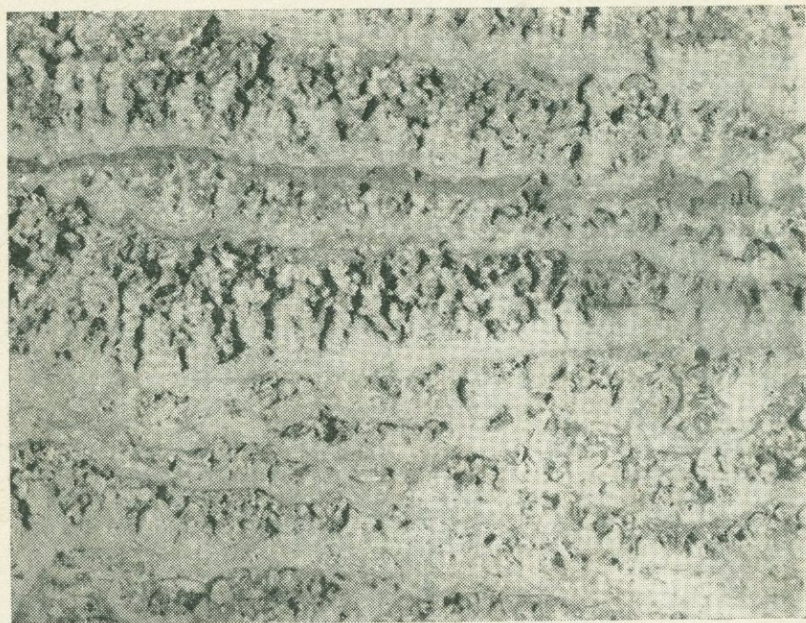


Рис. 5. Деталь слоистости водорослево-нубекуляриевого параллелепipedального биогерма. Пришлифовка.

свидетельствуют о существовании благоприятных условий для жизнедеятельности нубекулярий и водорослей, которые настолько быстро росли вверх, что между ними не успевал накапливаться хемогенный и механогенный материал. Вторые указывают на неблагоприятную обстановку для роста нубекулярий и водорослей, из-за чего они стелились по субстрату, образуя пластинчатые слои, и были более угнетены. Изменения внешних условий могли быть вызваны как кратковременными сезонными явлениями (смена времени года), так и более длительными, но периодическими.

Разнообразие внешних форм мелких биогермов зависит от целого ряда факторов. Одним из главнейших, по-видимому, как и для строматолитов, является состав исходного биоценоза. Часть же биогермов куполообразного и шарообразного облика унаследовала свою форму от некоторых водорослей, служивших каркасом для формирования тела биогерма и обычно не сохраняющихся в ископаемом состоянии. Бугры и шары водорослей, благодаря переплетению в них нитей и стеблей, представляли собой своеобразную ячеистую основу. В промежутки между стенками ячеек попадал тонкий афанитовый материал, детрит, раковины моллюсков и фораминифер, а кроме того, там происходило накопление хемогенного и биохемогенного кальцита. В результате литификации таких образований создавались купола и шары, прочная

поверхность которых нередко служила базой для роста биогерма, повторявшего в дальнейшем форму субстрата. В реальности таких образований убеждают нас наблюдения Блэка (Black, 1933) над современными строматолитами.

На форму отдельных мелких биогермов, кроме исходного биоценоза и формы субстрата, влияли, очевидно, и гидродинамические условия, в которых они росли. Так, например, отдельные биогермы среднего сармата имеют одинаковую слоистую текстуру, сложены одними и теми же скелетами водорослей и нубекулярий, но в одних случаях у них куполообразная форма, а в других — параллелепипедальная. Мы заметили, что параллелепипедальные биогермы встречаются только в средней части крупных биогермов Кагульско-Кишиневско-Каменской рифовой полосы, а также в биостромах южнее г. Григориополя. При этом параллелепипеды ориентированы длинной осью в направлении, близком к широтному, т. е. перпендикулярно простираению рифовой полосы. Одинаковая ориентировка параллелепипедов (приуроченных к наиболее возвышенным участкам дна, какими являлись рифы и биостромы) на значительной площади указывает на то, что она вызвана одной и той же причиной. Вероятнее всего, такой причиной могло быть однонаправленное воздействие морских волн, у которых фронт волны передвигался с востока на запад или наоборот, что совпадало с движением ветра с берега в Галицийский залив или обратно. Так как мелкие биогермы находились в зоне постоянных течений, то противостоять разрушающей силе морских волн, действующих в одном направлении, могли только биогермы, обладающие наиболее обтекаемой и устойчивой формой. Такой формой были узкие и длинные параллелепипеды, которые располагались длинной осью параллельно направлению господствующих течений.

Зарождение мелких биогермов происходило после резкого обмеления, а кое-где даже осушения бассейна в начале нового погружения, на каких-либо незначительных возвышенных элементах поверхности дна (крупные бугорки, валуны и гальки), в сильно подвижных водах. При этом рост биогермов вверх намного опережал накопление осадков вокруг него. Если поверхность дна была неровная, то биогермы расселялись хаотично, если же она была относительно сnivelирована, то они покрывали целые поля, которые затем образовали линзы и пласты — биостромы.

*Биостромы.* Выявлены в отложениях среднего сармата на левом берегу р. Днестра, южнее г. Григориополя (в карьере Красная Горка), в долине р. Икеля, между селами Криково и Гояны, а также по долинам других притоков Днестра. Биостромы, как правило, состоят из мелких биогермов, которые в пределах слоя чаще всего однотипны, находятся изолированно друг от друга или образуют группы, нередко они располагаются на разных гипсометрических уровнях. В основании биостромов чаще всего залегают слои конгломерата. Отдельные биостромы могут быть слоистыми. Образование биостромов происходило после резкого обмеления бассейна на плоских и мелководных участках морского дна с сильно подвижными водами, где существовали благоприятные условия для массового расселения мелких биогермов. Представление о среднесарматских биостромах дает приведенное ниже описание биострома в карьере бутового камня у с. Красной Горки. Здесь, в стенке карьера, он вскрыт на протяжении нескольких сотен метров и состоит из нескольких слоев мелких биогермов. Его поперечный разрез схематически показан на рис. 6.

На неровной, со следами размыва, поверхности серых крепких не-

правильно слоистых пизолитово-нубекулярных известняков с примесью хорошо окатанного детрита (слой 8, обн. 12/61) залегает слой 9. В его основании много крупных плоских хорошо окатанных валунов и галек нижележащего известняка, поверхность которых покрыта строматолитовыми и нубекулярными корками. Чаще всего на этих валунах и гальках наблюдаются нубекулярные и водорослево-нубекулярные мелкие биогермы в виде шаров и куполов с четко вы-

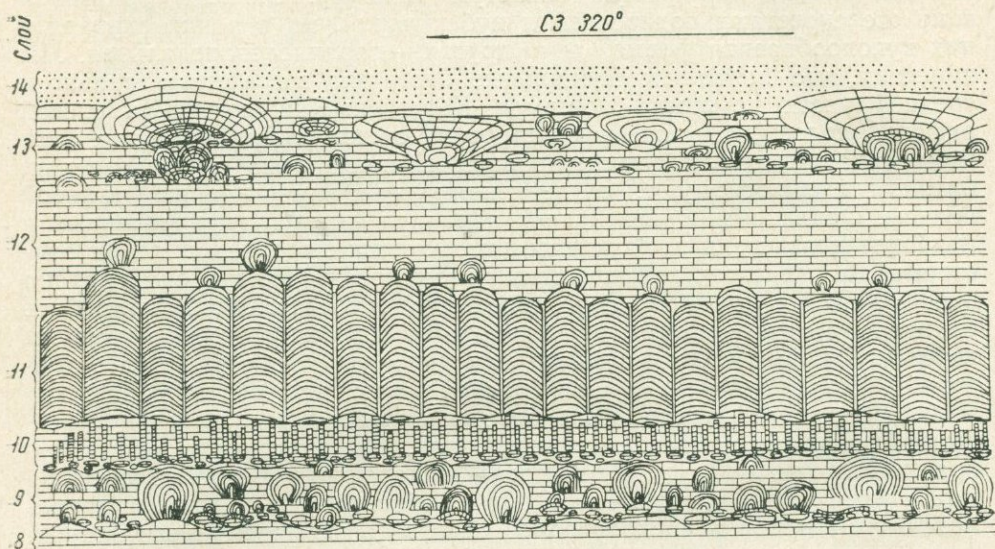


Рис. 6. Разрез биострома.

раженной слоистостью и гладкой крепкой поверхностью. Этот слой на всем протяжении карьера состоит из таких биогермов размером 0,4—0,8 м. Биогермы располагаются на разных гипсометрических уровнях как вблизи друг от друга, так и на некотором удалении. Промежутки между ними заполнены клубковыми формами нубекулярий с массой хорошо сохранившихся моллюсков кишиневского типа. Мощность 0,60—1,0 м.

Слой 10 состоит из мелких столбчатых биогермов высотой 0,2—0,6 м и диаметром 0,05—0,1 м. Сложены они водорослями, спирорбисами и нубекуляриями, между которыми много моллюсков. Промежутки между столбиками пустые или заполнены рыхлой несцементированной ракушей. Весь слой сильно ноздреват и имеет бурую окраску. Мощность 0,05—1,00 м.

Слой 11 состоит из удлиненных параллелепипедальных биогермов, примыкающих почти вплотную друг к другу. Высота биогермов 1,5—2 м, ширина их колеблется от 0,5 до 0,8 м; длину установить не удалось, но она более 1,5 м. В биогермах видна слоистость, параллельная поверхности роста. Обычно в центральной части они пористые, рыхлые и с многочисленными створками модиол. Слагаются эти образования нубекулярными и водорослево-нубекулярными столбиками. Обычно между боковыми стенками двух соседних параллелепипедов пространство ничем не заполнено, но иногда там находятся раковинки моллюсков. Ориентировка боковых стенок во всем слое одинакова и строго отвечает направлению восток—запад. Мощность 1,5—2 м.

Слой 12 слагают крепкие серые горизонтальнослоистые грубозерни-

стые детритово-нубекулярные известняки. Контакт со слоями, лежащими выше и ниже, неровный, бугристый. Отдельные биогермы как параллелепипедальные, так и нарощие на них шарообразные как бы внедряются в этот слой на разных уровнях. Отдельные биогермы почти достигают следующего слоя. Мощность 0,8—1,8 м.

Слой 13 складывается преимущественно лепешковидными и караваподобными слоистыми водорослево-нубекулярными и нубекулярными биогермами, отдельные экземпляры которых достигают 1—2 м высоты и до 5 м ширины. У большинства биогермов нижняя часть намного уже верхней; кроме того, многие из них сложные и состоят из нескольких более мелких биогермов, покрытых общими корками. Биогермы этого слоя местами вдаются в вышележащий слой песка. По-видимому, они были засыпаны песком после своего формирования. Как и в предыдущих слоях, промежутки между биогермами заполнены детрито-нубекулярными известняками. Выше залегают слоистые отложения среднего сармата. Как видно из описания, этот биостром представляет собой сложное тело, состоящее из нескольких пластов мелких биогермов.

Другие биостромы отличаются от уже рассмотренных и друг от друга только мощностью, протяженностью, строением и составом мелких биогермов.

*Крупные биогермы.* Это очень сложные и неоднородные постройки, у которых высота и ширина достигает нескольких десятков, а длина нескольких сотен метров. Имеющиеся противоречия по различным вопросам строения, состава и происхождения среднесарматских рифов обусловлены главным образом тем, что большинство геологов изучало не все сооружение, а только отдельные и нередко разные части его, а затем свои выводы распространяло на весь биогерм и даже на всю полосу в целом.

В настоящее время крупные биогермы среднего сармата известны в пределах полосы шириной 4—12 км, которая начинается на юго-западе Молдавии у г. Кагула и протягивается на север через Кишинев — Каменку и дальше по территории УССР на г. Летичев. К югу от г. Кишинева биогермы были выявлены скважинами в последние годы и пока только на участке между городами Комратом и Кагулом. Там они обнаружены к северу (скв. 77, Кагульская ГРП) и к востоку (скв. 185, Баймаклийская площадь) от г. Кагула, в окрестностях с. Светлого и юго-западнее г. Комрата (скв. 175, Ферапонтъевская площадь). Между г. Кишиневым и пос. Каменкой, главным образом, в долинах рек, зафиксировано более 20 крупных массивов. В пределах указанной полосы биогермные тела значительно удалены друг от друга, при этом наиболее крупные находятся на ее краях, образуя таким образом две субпараллельные цепочки — западную (скв. 77, 175, села Яловены, Гидигич, Микауцы, г. Оргеев, села Приничены, Олишканы, Кунича, Жабка и пос. Каменка) и восточную (скв. 185, села Светлое, Бачой, г. Кишинев, села Криково, Лазо, Когильничены, Трифешты, Шолданешты и Кот). Биогермы, образующие цепочки, мы называем краевыми, а находящиеся между ними — внутренними.

Залегают биогермы на различных карбонатных породах нижнего сармата. Так, в основании Жабкинского биогерма находится биостром (Саянов, 1959). Олишканский, Лазовский, Гидигичский, Кишиневский и Яловенский биогермы подстилаются песчанистыми оолитовыми и фораминиферовыми (пенероплидовыми) известняками, поверхность которых размыта и носит следы осушения, а на юге Молдавии возле г. Кагула в скв. 77 под среднесарматским был вскрыт крупный (20 м) нижнесарматский биогерм.

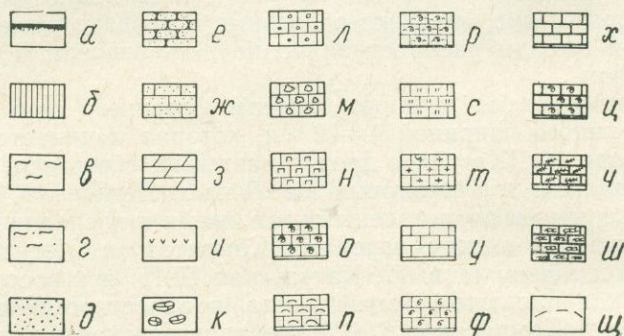
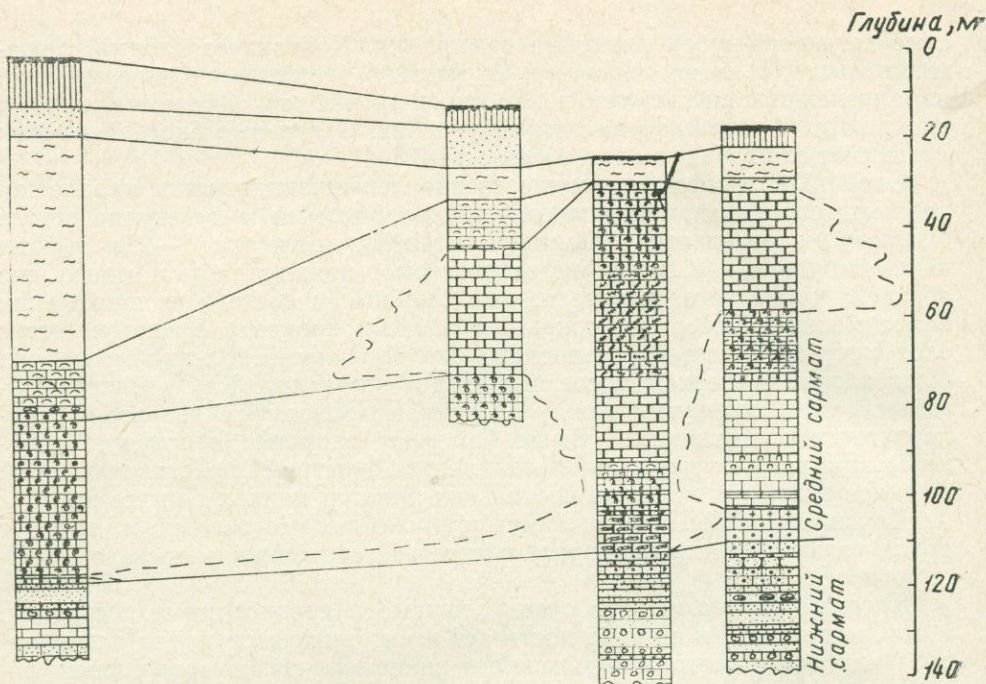


Рис. 7. Поперечный разрез Гидигичского биогерма.

*a* — почвенно-растительный слой; *б* — суглинки; *в* — глины; *г* — песчаная глина; *д* — песок; *е* — песчаники; *ж* — песчаный известняк; *з* — мергель; *и* — вулканический туф; *к* — конгломераты; известняки: *л* — оолитовый, *м* — сгустковый, *н* — фораминиферовый (пенероплидовый), *о* — фораминиферовый (нубекулярный), *п* — детритовый, *р* — детритово-фораминиферовый, *с* — шламовый, *т* — афанитовый, *у* — крупно- и мелкокоралловый, *ф* — водорослево-фораминиферовый, *х* — биогермовый, *ц* — водорослево-нубекулярный биогермовый, *ч* — мшанково-нубекулярный биогермовый, *ш* — мшанково-биогермовый; *щ* — предполагаемый контур биогерма.

В связи с тем, что полоса биогермов находится в переходной зоне от относительно глубоководных (представленных глинисто-алевритисто-мергелистыми породами) к мелководным (органогенные известняки) фациям среднего сармата, а граница между ними проходит как внутри полосы, так и по ее западному контуру (см. рис. 1), вмещающие породы краевых массивов неодинаковы. Краевые биогермы западной цепочки в большинстве случаев окружены глинисто-мергелистыми породами или, как это имеет место в Яловенском, Оргеевском и Жабкинском биогермах, с запада к ним прилегают глины, а с востока известняки. Биогермы восточной цепочки, а также внутренние, за-

легают среди известняков. Контакт биогермов с вмещающими породами резкий, с глинистыми породами, по терминологии В. П. Маслова (1946), впритык, а с известняками — вклин. Нормально стратифицированные известняки у биогермов залегают наклонно, это особенно хорошо можно наблюдать у Лазовского биогерма. Так, известняки, сопутствующие нижней части биогерма, имеют небольшой угол наклона (6—8°), а известняки, прилегающие к верхней его части, падают под углом 18° и более. Перекрываются биогермы среднесарматскими песками, которые их облекают.

Отпрепарированные биогермы имеют вид грядок и массивов. Грядки в плане вытянуты в северо-западном направлении, но нередко зигзагообразно изгибаются под довольно большими углами. В поперечном разрезе биогермы имеют штоко- и грибообразную форму. Грибообразные бывают симметричными (рис. 7) и асимметричными (рис. 8), при этом у них выделяется пята, ножка и шляпка. Как правило, от ножки в стороны отходит несколько биогермных клиньев. Грибообразные биогермы напоминают по форме современные рифы, развитые вдоль берегов Бразилии, которые местные жители называют «ча-

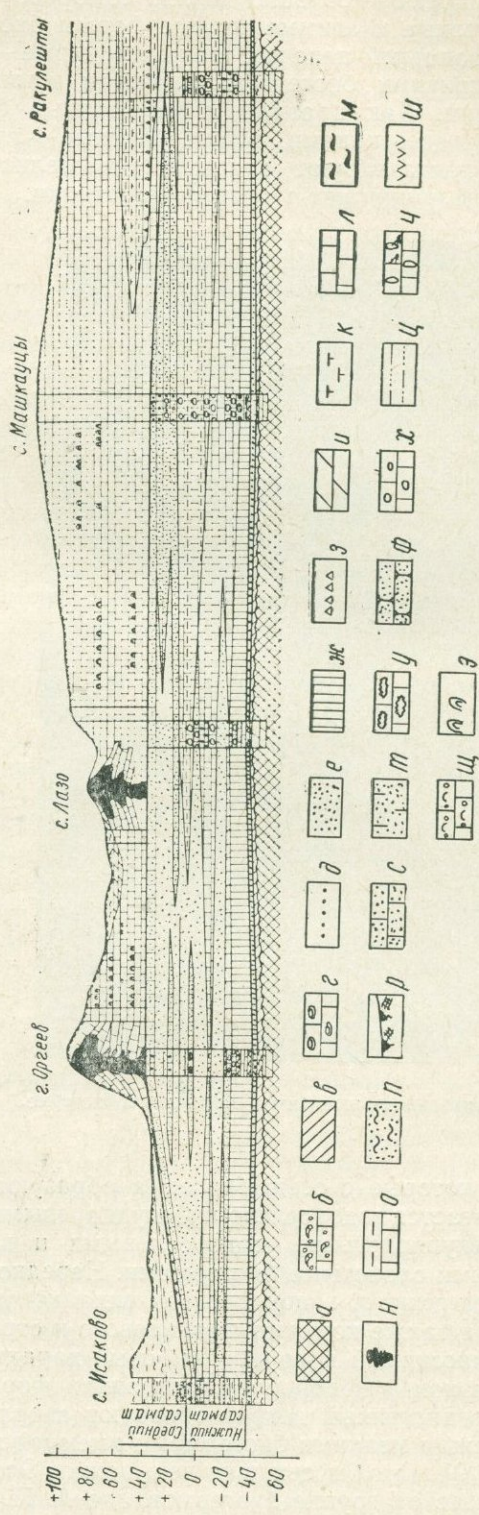


Рис. 8. Поперечный геологический разрез через полосу среднесарматских биогермов (по линии с. Исаково — с. Ракулешты).

а — меловые отложения; б — оолитово-фораминиферовый известняк; в — отложения подольского яруса; г — отложения подольского яруса; д — тортонские отложения; е — песок; ж — отложения бумовского горизонта; з — кремнистые породы; и — мергель; к — глина карбонатная; л — известняк; м — глина; н — крупные биогермы; о — глинистый известняк; п — глинистый песок; р — почвенно-растительный слой; с — песчаный известняк; т — карбонатный песок; у — ступчатый известняк; ф — песчаник; х — оолитовый известняк; ц — алевроитовая глина; ч — копродитовый известняк; ш — прослой пирокластических пород; щ — детригово-оолитовый известняк; э — мелкие биогермы.

пейро» (chapeiro — большая шляпа сомбреро) (Cummings a. Shrock, 1928). Штокообразные и асимметричные формы биогермов чаще всего встречаются в западной цепочке, а симметричные — в восточной; кроме того, у асимметричных биогермов клинья и шляпки развиты в восточном направлении. Как правило, симметричные биогермы со всех сторон окружены известняками, штокообразные — глинами, а асимметричные с запада контактируют с глинисто-мергелистыми породами, а с востока к ним прилегают слоистые известняки.



Рис. 9. Вертикальные расселины в Жабкинском биогерме.

клиньев, которые с осью биогерма образуют углы  $3-20^\circ$ . Ножка биогерма слагается водорослево-нубекулярными, нубекулярными, мшанково-нубекулярными, водорослевыми и водорослево-нубекулярными мелкими слоистыми биогермами. Нередко они покрыты общими корками биогермного, водорослевого, мшанкового и нубекулярного известняков, а также корками афанитового и строматолитового, что придает породе массивный и крупноглыбовый характер. Во многих местах скелеты мшанок и водорослей, раковинки фораминифер и моллюсков, а также органогенный детрит образуют скопления неправильной формы. Часто между мелкими биогермами имеются крупные пустоты и расселины (рис. 9), как бы секущие всю ножку. Особенно много таких расселин в Кишиневской группе биогермов, где А. П. Иванов (1898) и И. М. Сухов (1955) принимали их за тектонические трещины.

Во многих изученных нами грибообразных массивах (Жабкинский, Оргеевский, Кишиневский и Яловенский) каждая часть выделяется своим макростроением. Обычно нижняя часть, соответствующая пяте, напоминает ветренообразный биостром, состоящий из мшанковых и мшанково-нубекулярных слоистых и неслоистых мелких биогермов куполоидной формы, достигающих 4,5—5 м под осевой частью массива. Между мелкими биогермами много раковин моллюсков, фораминифер и детрита. Поверхность биострома и прилегающих слоистых известняков размыта и покрыта уплощенными гальками нижележащих карбонатных пород.

В том месте, где пята наиболее мощная, находится средняя часть биогерма — ножка. Между шляпкой и пятой от ножки гриба ответвляются два — пять биогермных

Так, в Кишиневском биогерме средняя часть массива состоит из пяти слоев, образованных мелкими параллелепипедообразными водорослево-нубекулярными биогермами со сводообразной слоистостью. Высота параллелепипедов 1,5—1,8; ширина 0,6—0,8 и длина 1,8—2 м. Параллелепипеды верхнего слоя почти точно налегают на параллелепипеды нижнего, так что вершина одного служит основанием другого. В поперечном сечении слоя между боковыми стенками параллелепипедов всегда имеются зазоры от нескольких до 80 см. Благодаря совпадению расселин всех слоев, образуются пустоты, напоминающие трещины, секущие биогерм. В продольном сечении слоя параллелепипеды располагаются вплотную один за другим, образуя ряд.

Верхняя часть биогермов — шляпка — отличается от нижележащих своей массивностью и крупноглыбовым строением. В ней много мелко-сгустковых и афанитовых известняков, образующих пятна, покровы и линзы. Нередко можно наблюдать, как в шляпке в искаженном виде на несколько метров повторяются текстурные особенности подстилающего слоя.

Остов биогермных тел состоит из химически чистых (нерастворимого остатка и  $MgO$  не более 5%) биогермных известняков, местами со слабо выраженной доломитизацией, наблюдающейся преимущественно в верхней части. В составе биогермных известняков доминируют скелеты мшанок *Membranipora lapidosa* (Palles), *Nitscheina kischinewensis* Feophanova, *Schizoporella eichwaldi* Feophanova, *S. teres* Eichw., *S. variabilis* Reuss., *S. mariae* Feophanova и многих др. (Феофанова, 1953), водорослей *Lithophyllum* (*Dermatolithon*) *ucrainicum* Masl., *Melobesia* (*Lithoporella*) *badjii* Masl., *Jania dniestrovica* Masl., и др. (Маслов, 1961) и раковинки прикрепляющихся фораминифер нубекулярных; меньшее значение имеют раковинки моллюсков (особенно модиол) и *Serpula*. Кроме того, в этих известняках всегда присутствуют мелкокристаллический кальцит, мелкие пелитоморфные сгустки и афанитовый карбонат кальция, заполняющие промежутки между биогермным каркасом. Там же можно встретить и довольно разнообразный детритовый материал. Указанные выше компоненты встречаются во всех частях тела, но породообразующая роль их не везде одинакова. Так, при изучении наиболее полно вскрытых эрозией и скважинами биогермов и их шлейфов (состоящих из обломков биогермных известняков) мы заметили, что в нижней части биогермов (пяте) обычно преобладают мшанковые, в средней (ножке) — доминируют мшанково-водорослево-нубекулярные и в верхней (шляпке) — водорослево-нубекулярные известняки. Таким образом, по составу породообразующих скелетных остатков в теле биогерма устанавливается три части, приблизительно соответствующие трем частям, выделенным по форме. Здесь все же нужно заметить, что для окончательного решения вопроса о породообразующем значении тех или иных скелетов требуется провести специальные палеоэкологические исследования.

*Условия образования крупных биогермов и полосы их развития.* Основным фактором роста крупных биогермов является тектоническое погружение их основания. Эта точка зрения, впервые высказанная Ч. Дарвином (см. изд. 1936), подтверждается наблюдениями над ископаемыми и современными рифами. Следует также учитывать справедливое замечание В. П. Маслова (1950) о том, что кратковременный рост рифов может происходить и при подъеме основания. Плавное опускание дна способствует главным образом росту биогерма вверх; остановки и замедления приводят к разрастанию в стороны. При значительном поднятии, когда биогерм оказывается выше уровня моря,

он прекращает свой рост и подвергается разрушению. Из приведенных положений, а также из изучения поперечных профилей, построенных в разных местах полосы (один из которых приведен на рис. 8), и строения отдельных биогермных массивов, где взаимоотношения с подстилающими, прилегающими и перекрывающими породами выяснены, можно восстановить условия формирования как отдельных массивов, так и всей полосы среднесарматских биогермов на участке Кагул — Кишинев — Каменка.

В конце раннесарматского времени в направлении Кагул — Кишинев — Каменка закончилось формирование плосковершинного валообразного поднятия неодинаковой ширины, со склонами различной крутизны, которое было положительной формой дна. Это подтверждается наблюдениями над характером контакта нижнего и среднего сармата в пределах полосы и вне ее. Так, в пределах полосы граница между ними по литологии и фауне моллюсков резкая, со следами размыва, а вне полосы та же граница нечеткая, что указывает на мелководность бассейна в пределах поднятия и глубоководность — вне его в начале среднесарматской трансгрессии. Северная и южная части поднятия в конце раннего сармата, по-видимому, находились в более благоприятных для появления и роста мелких биогермов батиметрических условиях, чем средняя; кроме того, вблизи северной части располагалась область (Приднестровье от пос. Атаки до пос. Каменки) массового развития мелких биогермов, которые в конце раннего сармата из области массового развития мигрировали на поднятие и расселялись в северной части по его поверхности, а на юге в районе г. Кагула на нижнесарматских биогермах появились крупные среднесарматские.

В начале среднесарматской трансгрессии плосковершинное валообразное поднятие было положительной формой морского дна, при этом к востоку от него прогибание дна было более медленным, чем к западу. На плоской поверхности значительно удаленного от берега вала, к которому доступ терригенного материала был затруднен, создавались очень благоприятные условия (обилие света, пищи, чистая вода и пр.) для жизнедеятельности так называемых рифостроящих организмов (мшанок, водорослей и нубекулярий). Благодаря этому в начале среднего сармата на возвышениях и краевых частях поднятия расселяются мшанки, водоросли и нубекулярии, которые вначале строили мелкие биогермы, а затем создавали крупные органогенные постройки — биогермы. Особенно благоприятные условия для рифостроящих организмов были по краям поднятия, именно здесь и наблюдаются наиболее крупные биогермы, которые как бы окаймляли поднятие. Этим мы объясняем наблюдаемую параллельность западной и восточной цепочек биогермов.

На поверхности поднятия между крупными биогермами в зависимости от его морфологии появились и росли менее крупные. Внутри полосы биогермов и к востоку от нее происходило накопление преимущественно карбонатных осадков, которое у биогермов было более интенсивным, чем на некотором удалении от них. Ввиду этого мощность слоистых известняков непосредственно у биогермов больше, чем между ними, а поверхность тех же известняков неровная: она возвышается у крупных биогермов и понижается между ними, разность высот при этом достигает иногда нескольких десятков метров. Поэтому между биогермами поверхность слоистых известняков, а соответственно, и дна была вогнутой. Вогнутые участки представляли собой межрифовые лагуны; здесь в спокойных гидродинамических условиях отлагались тонкозернистые глинисто-карбонатные и реже кремнистые

(представленные спикулами губок) осадки. Лагуны, по-видимому, сообщались с открытым морем через промежутки между биогермами и каналы в них.

В периоды значительных поднятий дна биогермы достигали поверхности моря, подвергались разрушению и были типичными рифами-волнорезами. Об этом свидетельствуют находки ископаемых рифовых зубьев. Так, в Кишиневском биогерме в срединной его части имеется два слоя параллелепipedальных мелких биогермов с сильно сглаженными верхней и боковой поверхностями (рис. 10), при этом отполиро-

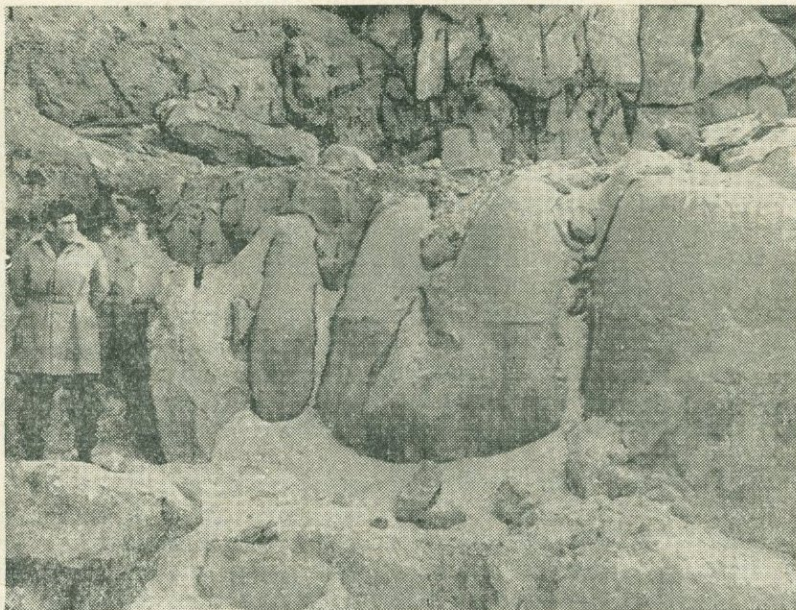


Рис. 10. «Рифовые зубья». Кишиневский биогерм.

ванные поверхности секут слоистость биогерма. Этот факт свидетельствует о том, что данный слой достигал поверхности моря и представлял собой крепкий гребень в зоне бурунов. Под яростным напором волн верхушки и бока параллелепipedов сглаживались, а обломки с них сметались. Параллелепipedальные ряды этого слоя возвышались над уровнем моря в виде рифовых зубьев, столь характерных для современных рифов и атоллов, описанных Кюененом (Kuenen, 1933) и многими другими. Возможно, в отдельные моменты биогермы возвышались над поверхностью моря в виде небольших островов, на что указывают находки наземных и пресноводных моллюсков. Такие биогермы образовали цепочки островов, тянущиеся параллельно берегу на значительном удалении от него. В те же периоды прилегающие к биогермам слоистые известняки интенсивно размывались. После размывов при новом погружении дна в мелководных участках вновь появлялись отдельные биоостровы и мелкие биогермы.

Рост крупных биогермов окончательно прекратился во второй половине среднего сармата, когда произошло резкое обмеление сарматского бассейна и началась его регрессия. В связи с сокращением среднесарматского бассейна, устья крупных рек, впадающих в бассейн

с северо-запада и северо-востока, приближаются к рифовой полосе. Приносимый реками песчаный и алевроитовый материал почти полностью погребает крупные биогермы.

Свою форму крупные биогермы приобретают несомненно во время роста. Она зависит как от характера колебательных движений морского дна, так и от фациальной обстановки. Так, биогермы, росшие в относительно глубоководных участках рифовой полосы, были окружены мягким грунтом и резко возвышались над окружающей поверхностью дна. В этих условиях они не могли сильно разрастаться в стороны, так как висячие карнизы рифа обламывались под собственной тяжестью, и, естественно, формировались штокообразные массивы, которые мы чаще всего и наблюдаем среди краевых биогермов западной цепочки. Те биогермы, которые находились непосредственно на границе мелководной и глубоководной зон, приобретали форму асимметричного гриба, потому что их шляпка могла разрастаться только в ту сторону, где окружающие осадки были крепкими (органогенно-обломочные грубозернистые известняки) и скорость их накопления отставала от скорости роста биогерма вверх. Темп, знак и интенсивность колебательного движения морского дна среднесарматского моря во время роста биогермов не были постоянными, об этом мы судим по форме грибообразных краевых биогермов.

Пята биогермов указывает на то, что в начале среднего сармата произошло медленное опускание дна с последующей остановкой, после которой, возможно, было небольшое поднятие. Во время последнего, по-видимому, пресные воды проникли в полосу биогермов, на что указывают находки меланопсисов у Оргеевского и Гидигичского биогермов.

Ножка является показателем второго периода длительного и довольно интенсивного опускания. В этот период рост ножки в восточной цепочке биогермов незначительно опережал накопление окружающих осадков, что подтверждается небольшими углами наклона прилегающих пород. Прогибание, однако, временами замедлялось или прекращалось, и тогда образовывались мелкие боковые клинья. В конце второго периода погружение замедлилось, а затем сменилось подъемом, в результате которого вершины многих биогермов достигли поверхности моря. Эти вершины имели вид гребней, рассеченных глубокими каналами, они были волнорезами и подвергались сильному разрушению. Следовательно, в тот момент биогермы были типичными рифами в полном понимании этого слова.

Шляпка свидетельствует о третьем периоде опускания дна, которое в начале было медленным, а затем, по-видимому, более быстрым, так как основание шляпки очень широкое, а верхушка высокая и узкая. Вероятно, в начале третьего периода, благодаря медленному опусканию дна, произошло разрастание биогермов в стороны. При этом разрастание шло к востоку и западу или только к востоку, как у биогермов западной цепочки. Во второй половине этого периода, возможно, опускание дна ускорилося, а накопление осадков вокруг биогермов замедлилось, так как они резко возвышались над дном, на что указывают значительные углы наклона прилегающих пластов.

Изменение формы биогермов и смена основных рифообразующих организмов происходили почти одновременно, что связано с совпадением трех крупных колебательных движений морского дна с тремя значительными изменениями физико-химических условий бассейна, которые должны быть свойственны значительной части Галицийского залива среднесарматского моря.

## ЛИТЕРАТУРА

- Дарвин Ч. Строение и распределение коралловых рифов. Соч., т. 2. М.—Л., Биомедгиз, 1936.
- Иванов А. П. К истории сарматского моря. — Bull. Soc. imp. Natur. Moscou, 1898, 12.
- Маслов В. П. О способах захоронения биогермов на примере артинских образований р. Сылвы — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. — Тр. ИГН АН СССР, геол. сер. (42), 1950, вып. 118.
- Маслов В. П. Водоросли среднесарматских биогермов Молдавии. — Изв. Молд. фил. АН СССР, 1961, № 6.
- Рошка В. Х. Неоген. Стратиграфия осадочных образований Молдавии. Кишинев, изд-во «Картя Молдовеняскэ», 1964.
- Саянов В. С. К литологии среднесарматских известняков центральной части Молдавии. — Изв. Молд. фил. АН СССР, 1957, № 10.
- Саянов В. С. Рифогенно-онкоидные образования среднего сармата Приднестровских районов Молдавской ССР. — Изв. Молд. фил. АН СССР, 1959, № 12.
- Саянов В. С. О мелких биогермах из среднесарматских отложений Молдавской ССР. — Докл. АН СССР, 1962, 144, № 3.
- Саянов В. С., Макареску В. С. Среднесарматское время. — Палеогеография Молдавии. Кишинев, Изд-во «Картя Молдовеняскэ», 1965.
- Сухов И. М. О наличии перерыва в отложениях среднесарматского яруса в районе Кишинева. — Уч. зап. Кишиневского гос. ун-та. Сб. геол., 1955, 10.
- Феофанова Ю. М. К изучению верхнетретичных мшанок Молдавии и Крыма. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1953, 28 (3).
- Blak M. The algal sediments of Andros Island. — Bahams. Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. B, 1933, 222.
- Kuenen P. H. Geology of coral reefs. Snellius expedition 1929—1936, 5. Geol. results., Pt. 2. Leiden, 1933.
- Cummings E. R. a. Shrock R. R. Niagaran coral reefs of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1928, 39.

Ф. И. ХАТЬЯНОВ  
Трест «Башнефтегеофизика»

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОГРЕБЕННЫХ РИФОВЫХ МАССИВОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ ПОИСКОВ

До недавнего времени формирование почти всех локальных структур осадочного чехла востока Русской платформы связывали только с тектоническими движениями или с наличием останцов размыва. Поэтому геологическая интерпретация геофизических поисковых исследований не всегда учитывала своеобразие взаимоотношений тектонического и седиментационного факторов во времени и в пространстве, характерного, например, для рифовых структур, что, несомненно, снижало эффективность применения сейсмического, гравитационного и других методов. Поиски погребенных нефтегазоносных рифовых массивов геолого-геофизическими методами у нас еще недавно проводили только в Предуральском краевом прогибе в отложениях ассельско-сакмаро-артинского возраста. В платформенных условиях допускалось наличие в основном только тектонических структур, на поиски которых и были направлены основные геофизические методы.

Вместе с тем, в последние годы установлено широкое распространение рифовых сооружений и тектонических структур, осложненных рифообразованием, в различных комплексах осадочного чехла не только краевых прогибов, но и типично платформенных областей, какой является Волго-Уральская нефтегазоносная провинция (Антропов, 1959; Грачевский, 1963; Домрачев, 1952; Мирчинк, Мкртчян, 1961; Мкртчян, 1964; Шамов, 1959). Оказалось, что рифы играют существенную роль в формировании залежей нефти и газа в покрывающих их отложениях, а также нередко сами являются прекрасными ловушками. С ними связаны высокопродуктивные месторождения, в том числе такие крупные и средние, как Арланское, Осинское, Хилковское, Ярино-Каменноложское, Манчаровское, Таймурзинское и др. Все это вызывает значительный интерес к проблеме их поисков, которая, однако, является весьма сложной и не до конца решенной. Поэтому целесообразно обобщить основные геолого-геофизические особенности погребенных рифовых массивов на основе многолетнего опыта поисково-разведочных работ в Предуральском краевом прогибе и отчасти в Камско-Кинельской внутриплатформенной системе фациальных депрессий востока Русской платформы, в которых в течение последних десяти лет непосредственное участие принимал автор. Установленные для этих регионов геофизические особенности погребенных рифовых массивов имеют много общего с аналогичными признаками других провинций, в особен-

ности Северо-Американской платформы и Западной Канады (Agnich, 1956; Van Siclen, 1959; Yungul, 1961), где широко применяются геофизические методы исследования. Резко выраженная послылой зональность физических свойств пород и геофизических аномалий обусловлена в первую очередь фациальной изменчивостью рифового комплекса, включающего сочетание фаций склона (фронт рифа), гребня (ядро рифа) и плато (тыл рифа) и разновозрастных с ними отложений шельфовой и депрессионной фаций, а также покрывающих и окружающих разнотипных образований (Андреев, Клушин, 1965; Наливкин, 1955). Поэтому проблема поисков рифов геофизическими методами существенно отличается от обычной задачи поисков локальных тектонических структур, основанной, как известно, на модели так называемой слоистой среды, когда физические свойства пород считаются практически неизменными вдоль простирания слоев и изменяющимися только при переходе от одного геологического слоя к другому. Все это требует в конкретных геологических условиях применения комплекса поисковых геофизических и геологических признаков, прямо или косвенно связанных с рифами.

Методы разведочной геофизики не дают непосредственного ответа на вопрос о природе выявленного поднятия карбонатных пород. Естественно, что при поисках рифов этими методами необходимо иметь априорные геологические данные о наличии их в изучаемом районе в тех или иных отложениях и о возможностях обнаружения их геофизическими методами. В настоящее время вопрос о существовании рифов и рифовой природе многих карбонатных выступов верхнедевонских и, возможно, турнейских отложений в Камско-Кинельской впадине не вызывает особых возражений, хотя еще недавно он был предметом многочисленных споров. В ряде случаев эти образования существенно отличаются от известных нижнепермских рифовых массивов ишимбайского типа, тем не менее их рифовая природа признана и термин «риф» свободно употребляется (Антропов, 1959; Домрачев, 1952; Мкртчян, 1964, Шапов, 1959).

Строгое установление рифовой природы карбонатных массивов Камско-Кинельской системы депрессий требует совместного рассмотрения данных эколого-палеонтологического, литологического, морфологического и фациального анализов. Из-за почти полного отсутствия ядра из карбонатной толщи на разбуренных массивах и значительных вторичных изменений этих образований эколого-палеонтологические доказательства многих массивов в настоящее время еще отсутствуют. Поэтому выделение рифов основывается часто на неполных признаках, некоторые из них (морфологические, литолого-фациальные) могут фиксироваться сейсморазведкой. Однако рифовая природа карбонатных выступов устанавливается косвенно, сравнением с аналогичными структурами, выявленными в пределах той же самой Камско-Кинельской системы депрессий, где существование рифового комплекса устанавливается также эколого-палеонтологическим анализом. Например, на западном склоне Урала достоверно установлен ряд рифов в районе г. Чердыни (Чочиа и Адрианова, 1952), на р. Аскыне (Домрачев, 1952; Маслов, 1959), на р. Чусовой (Чочиа, 1955; Чувашов, 1966). Кроме того, палеонтологические доказательства рифовой природы ряда карбонатных массивов Камско-Кинельской системы депрессий приводит И. А. Антропов (1959) для Татарской АССР и М. М. Грачевский (1963) для Хилковского массива Куйбышевской области.

Сопоставление рифовых массивов верхнедевонского возраста Русской платформы и западного склона Урала вполне обосновано. Рабо-

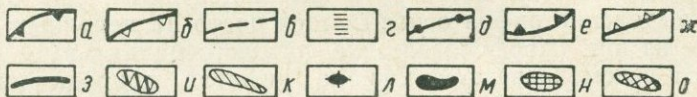
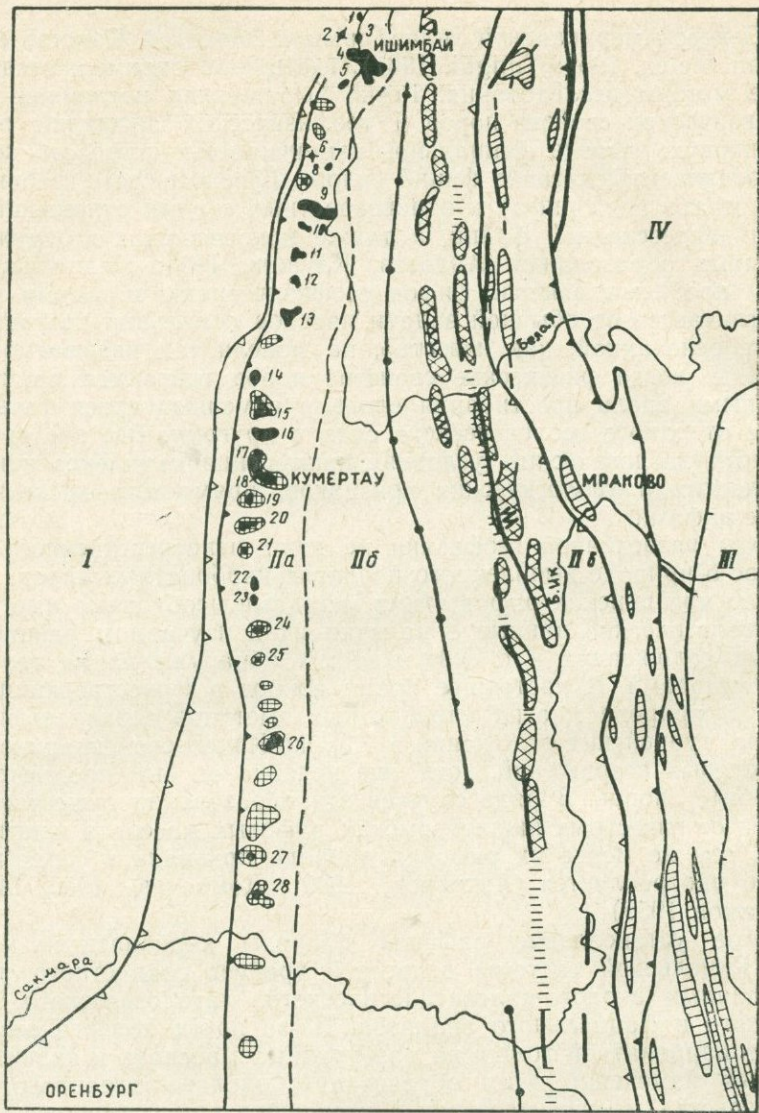


Рис. 1. Обзорная тектоническая схема по подсоевым отложениям южной части Предуральского краевого прогиба.

I — восточная окраина Русской платформы; II — Предуральский краевой прогиб: IIa — западный борт, IIб — центральная часть некомпенсированной фациальной депрессии; IIв — восточный борт; III — Зилаирский прогиб; IV — Башкирское поднятие.

a — западный край гравитационной ступени, принимаемый за западную границу Предуральского краевого прогиба и рифовой полосы; б — западная граница распространения соляных структур в Предуральском прогибе (по данным электроразведки); в — восточный край гравитационной ступени, принимаемый за восточную границу рифовой полосы; г — западный край гравитационной ступени восточного борта Предуральского прогиба — граница распространения молассовых отложений сакмаро-артинского возраста; д — осевая линия Предуральского прогиба (по геофизическим данным); е — условная восточная граница Предуральского краевого прогиба; ж — граница распространения на поверхности артинских отложений; з — разломы; и — подсоевые антиклинальные складки; к — передовые антиклинальные складки западного склона Урала; л — рифовые массивы

тами Г. А. Смирнова и Т. А. Смирновой (1961) и других исследователей установлено, что в верхнефранское и фаменское время на западном склоне Урала располагался прогиб краевой части Русской платформы. Вполне вероятно, что отдельные рукава Камско-Кинельской системы впадин имели сообщение с этим прогибом, в прибортовых частях которых формировались рифовые массивы.

В проблеме поисков рифов геофизическими методами и бурением следует различать две задачи: 1) обнаружение пространственного положения полос вероятного распространения рифов; 2) поиски в пределах выявленных рифовых полос отдельных рифовых массивов. Для решения первой задачи применяются региональные геофизические методы сейсморазведки, гравиразведки и электроразведки. Рифовые массивы, как правило, приурочены к бортовым и прибортовым зонам некомпенсированных фациальных депрессий прошлого. Связь рифовых массивов с некомпенсированными фациальными или палеогеоморфологическими депрессиями генетическая, прямая, в то время как признаки приуроченности рифов к разломам, антиклинальным складкам являются косвенными (Наливкин, 1950, 1955; Страхов, 1947; Хатьянов, 1964; Эгнич, 1956; Яншин, Гарицкий, 1960). Поэтому для поисковых целей вполне современна классификация рифов Ч. Дарвина, предложившего различать барьерный (бортовой) и островной типы рифов (Дарвин, 1936). Первый характеризуется резкими склонами только в сторону глубоководной (некомпенсированной) депрессии (фронт рифа), а обратные склоны, обращенные в сторону шельфа, слабо выражены. Барьерные (бортовые) рифы характеризуются признаками, близкими к карбонатным органогенным бортам некомпенсированных фациальных депрессий. Островные рифы формируются в прибортовых зонах, как правило, имеют сравнительно небольшие размеры, очень крутые склоны и часто образуют цепочки массивов или рифовые полосы, вытянутые вдоль бортов некомпенсированных депрессий. Поэтому для решения первой задачи необходимо выявление некомпенсированных фациальных депрессий прошлого, установление бортовых зон и миграции последних во времени, что во многих случаях возможно благодаря резким различиям физических свойств горных пород, слагающих разновозрастные разнофациальные типы разрезов: шельфовый, бортовой, в том числе рифовый, депрессионный (глубоководный), с одной стороны, и более молодых компенсирующих образований — с другой. Последние часто представлены галогенными (соленосными) и терригенными образованиями, характеризующимися значительно меньшей, чем подстилающие их карбонатные породы ложа некомпенсированных депрессий, скоростью распространения упругих волн и плотностью. Так, в южной части Предуральского краевого прогиба рифовые массивы ассельско-сакмаро-артинского возраста приурочены к западному флексуроподобному борту разновозрастной некомпенсированной фациальной депрессии. Последняя была резко выражена в палеорельефе конца артинского времени и достигала амплитуды 1000—1500 м (Шамов, 1957). Эта депрессия была компенсирована соленосными кунгурскими и терригенными пермско-триасовыми отложениями, менее плотными, чем подстилающие карбонатные породы. Благодаря этому Предуральская депрессия, занимаю-

артинского возраста (верхне-чусовского типа); *м* — рифовые массивы ассельско-сакмаро-артинского возраста (ишимбайско-канчуринского типа); *н* — площади, перспективные для поисков рифовых массивов; *о* — площади, перспективные для поисков подселевых антиклинальных складок.

Рифовые массивы: 1 — Ярбишкадакский, 2 — Кашкаринский 3 — Кусянкуловский, 4 — Ишимбайские, 5 — Аллакаевский, 6 — Столярский, 7 — Северо-Зирганский, 8 — Зирганский, 9 — Введенский, 10 — Южно-Введенский, 11 — Тереклинский, 12 — Грачевский, 13 — Старо-Казанковский, 14 — Озеркинский, 15 — Мусинский, 16 — Канчуринский, 17 — Северо-Кумертауский; 18 — Кумертауский, 19 — Ермолаевский, 20 — Маячный, 21 — Молокановский; 22 — Кунакбаевский, 23 — Казлаирский, 24 — Прокловский, 25 — > куповский, 26 — Совхозный, 27 — Астраханский, 28 — Украинский.

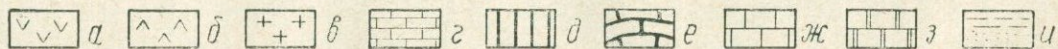
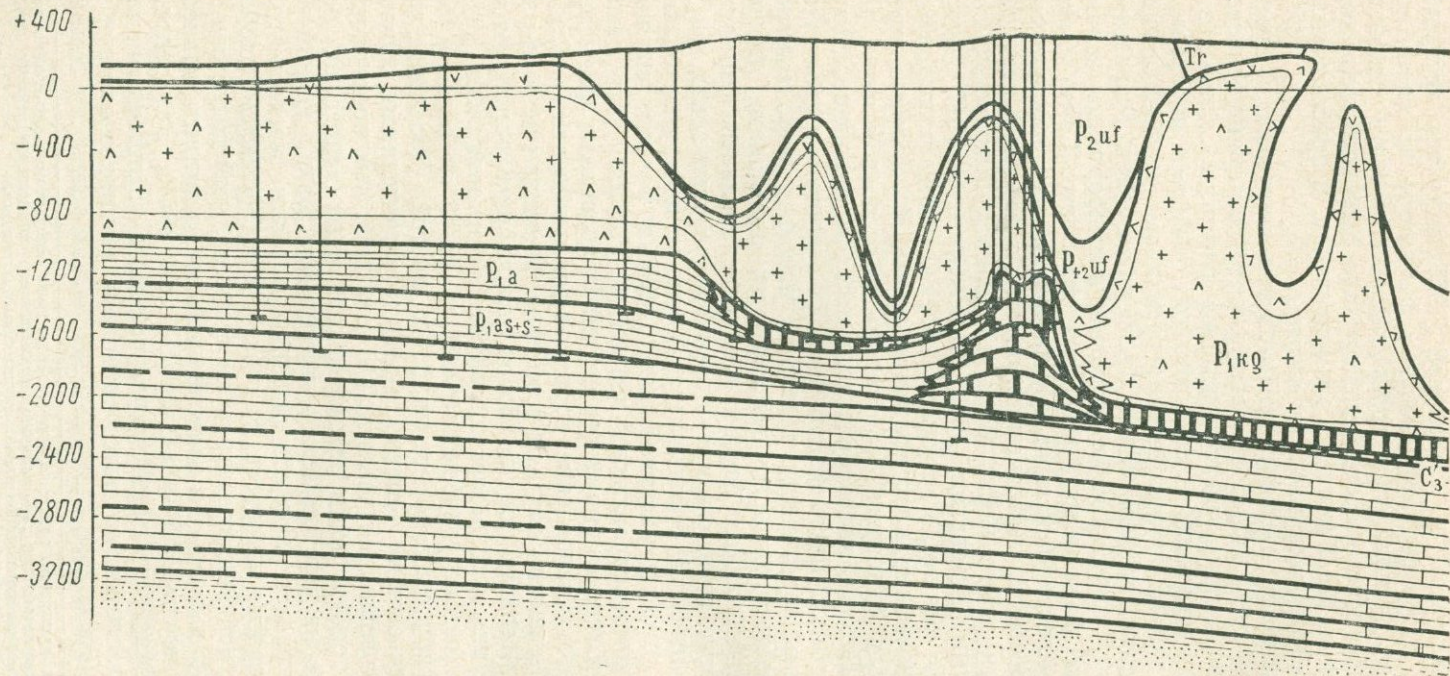


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез через южную часть Предуральского краевого прогиба.  
*а* — гипс; *б* — ангидрит; *в* — каменная соль; *г* — отложения платформенной фации; *д* — глубоководные отложения депрессионной фации; *е* — отложения рифовой фации; *ж* — известняк; *з* — доломит; *и* — терригенные отложения.

щая западную часть краевого прогиба, отчетливо выделяется по гравитационным данным в виде меридионально вытянутого минимума разностных локальных аномалий, а ее западный рифогенный борт — гравитационной ступенью (рис. 1). По данным сейсморазведки удается установить миграцию бортовых зон во времени с востока на запад, благодаря которой западная граница и борт депрессии артинского времени располагаются на ряде участков значительно западнее, чем в ассельско-

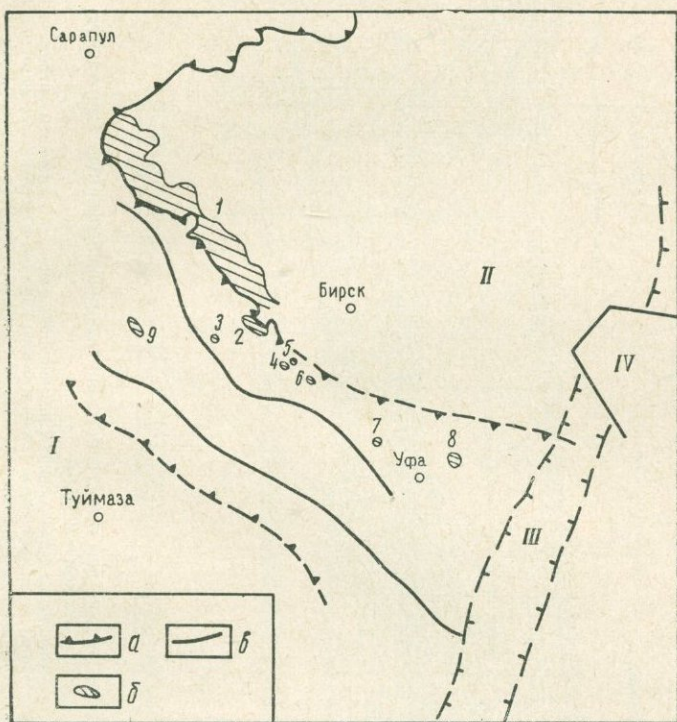


Рис. 3. Обзорная тектоническая схема Актамыш-Уфимской верхнедевонско-турнейской некомпенсированной депрессии Камско-Кинельской системы.

Границы некомпенсированной депрессии: *a* — по верхнедевонским отложениям; *б* — по турнейским отложениям; *а* — рифовые массивы: 1 — Арлаво-Дюртюлинский, 2 — Таймурзинский, 3 — Манчаровский, 4 — Карача-Елгинский, 5 — Шелканский 6 — Чермасанский, 7 — Волковский, 8 — Шакминский, 9 — Кызыл-Кючевский. Структуры первого порядка: I — Татарский свод, II — Башкирский свод, III — Предуральская депрессия, IV — складчатый выступ Кара-Тау.

сакмарское время. Наиболее значительная миграция бортовых зон и приуроченных к ним рифовых полос устанавливается в северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии (до 10—30 км), а также в южной части Предуральского краевого прогиба (до 5—10 км). Рассматривая широтный профиль, пересекающий южную часть Предуральского краевого прогиба (рис. 2), видим, что в формировании западного борта, к которому приурочены рифовые массивы, большая роль принадлежала седиментационному фактору.

По данным сейсморазведки и глубокого бурения, западный борт Предуральской депрессии характеризуется двумя флексуроподобными погружениями на западе поверхности артинских отложений амплитудой в 200—300 м и в 5—7 км восточнее ассельско-сакмарских отложений амплитудой в 700—1000 м. С глубиной флексуроподобные погружения

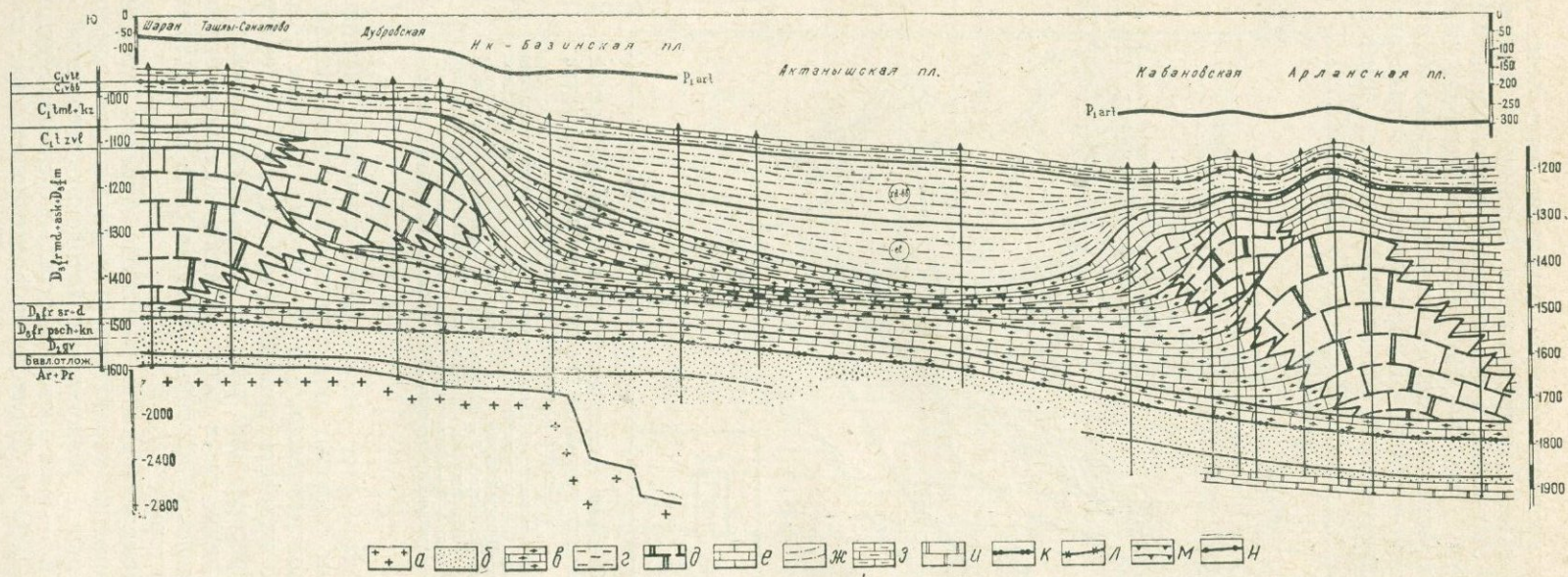


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез через Актаныш-Уфимскую верхне-девонско-турнейскую некомпенсированную фациальную депрессию Камско-Кинельской системы.

а — кристаллический фундамент; б — нижний терригенный комплекс; в — отложения депрессионной (доманиковой) фацции; г — глинистые отложения депрессионной фацции; д — отложения рифовой фацции; е — карбонатные отложения шельфовой фацции; ж — терригенная толща нижнего карбона; з — глинистые известняки тульского горизонта; и — доломиты; к — опорный отражающий горизонт «Д»; л — промежуточный отражающий горизонт «Т»; м — промежуточные условные горизонты группы «М»; н — опорный отражающий горизонт «У».

выполаживаются уже в отложениях среднего карбона. Образование этих флексуроподобных погружений связано с резкими изменениями мощностей и фаций ассельско-сакмаро-артинских отложений, представленных на западе шельфовой, а на востоке глубоководной (депрессивной) фацией. В зоне сочленения этих фаций, совпадающей с бортом

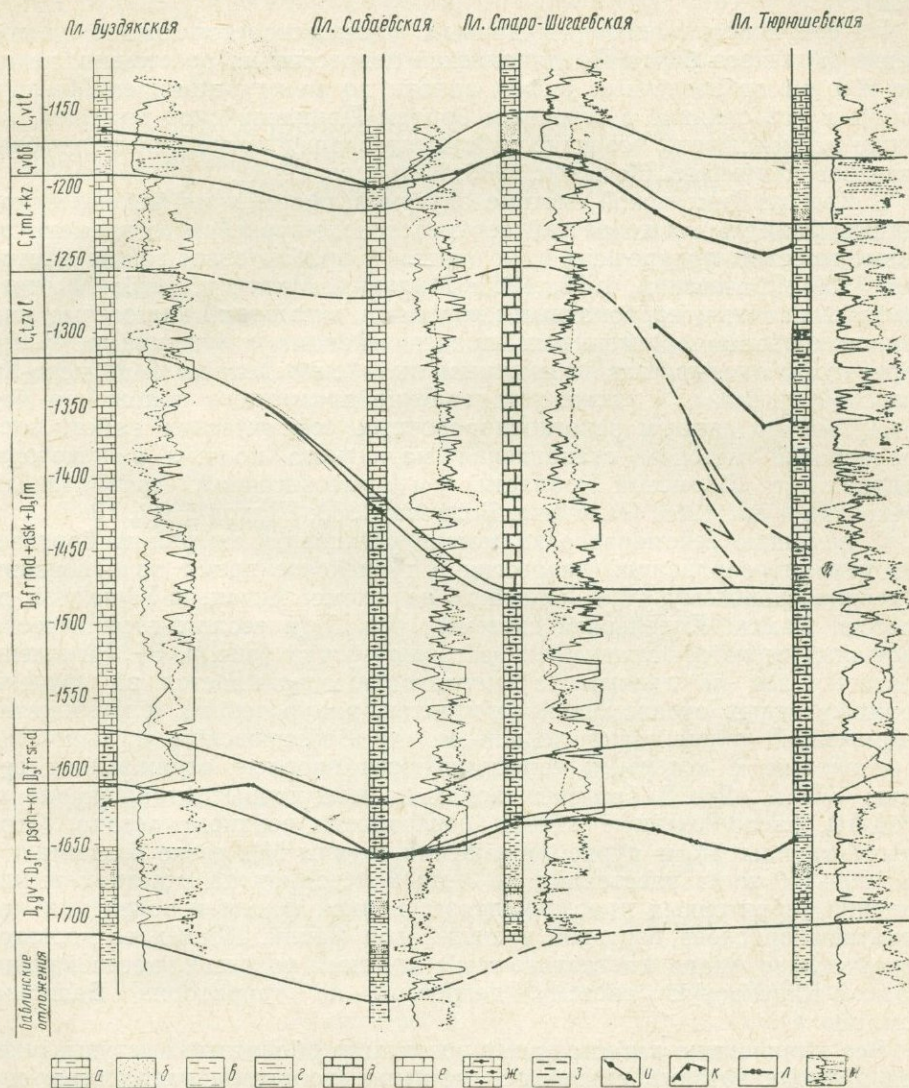


Рис. 5. Геолого-каротажный и сейсмический разрез через западный борт Актаныш-Уфимской депрессии на площади Старо-Шигаевского рифа.

*а* — глинистые известняки; *б* — песчаники; *в* — аргиллиты; *г* — алевролиты; *д* — отложения рифовой фации; *е* — карбонатные отложения шельфовой фации; *ж* — отложения депрессивной (доманиковой) фации; *з* — глинистые отложения депрессивной фации; *и* — опорный отражающий горизонт «У»; *к* — промежуточный отражающий горизонт «Д»; *л* — опорный отражающий горизонт «Д»; *м* — кривые КС и ПС.

некомпенсированной депрессии, и сформировался Кумертауский рифовый массив (см. рис. 2).

За последние 15 лет глубоким бурением и геофизическими исследованиями в южной части Предуральяского краевого прогиба, расположенной к югу от г. Ишимбая, открыто 22 погребенных нефтеносных и

газоносных рифовых массива, в том числе такие продуктивные, как Введенский, Старо-Казанковский, Канчурирский, Кумертауский и Совхозный. Все рифовые массивы располагаются в пределах гравитационной ступени, фиксирующей западный рифогенный борт Предуральской депрессии (Хатьянов, 1960; Хатьянов, Насыров, 1960; Шамов, 1959).

По сейсмогравитационным данным устанавливается южное продолжение западного борта Предуральской депрессии на расстоянии не менее 200 км от известных рифов вплоть до междуречья рек Илека и Хобды и его слияние с северным бортом Прикаспийской впадины, где также не исключена вероятность существования погребенных рифовых массивов (Хатьянов, Насыров, 1960; Хатьянов, 1964).

В Камско-Кинельской системе внутриплатформенных некомпенсированных фациальных депрессий верхнедевонско-турнейского времени рифовые массивы приурочены к их бортам и прибортовым зонам (Антропов, 1959; Грачевский, 1959; 1963; Мирчинк, Мкртчян, 1961; Мкртчян, 1964), сложенным карбонатными породами, в то время как осевые зоны компенсированы терригенными нижневизейскими отложениями. Благодаря этому оказывается возможным выявление депрессий Камско-Кинельской системы, а также установление примерного положения бортовых зон по данным рекогносцировочных сейсмических работ, электроразведки методом становления магнитного поля, а в некоторых районах (в Пермской области) и высокоточной гравиразведки (Мкртчян и др., 1965; Чаликова, Боярова, 1963; Шихов и др., 1965).

С помощью сейсморазведки можно установить миграцию бортовых зон некомпенсированной депрессии в турнейское время по отношению к верхнедевонскому, что показано на схеме Актаныш-Уфимской депрессии Камско-Кинельской системы (рис. 3) и геолого-геофизических профилях через ее западный и восточный борта (рис. 4, 5). Выделение бортовых зон по данным сейсморазведки основывается на изучении промежуточных отражающих горизонтов, приуроченных к карбонатно-терригенной толще, заключенной между бобриковским и кыновским горизонтами, с которыми сопоставляются опорные отражающие границы «У» и «Д». В бортовых зонах промежуточные отражающие горизонты, расположенные вблизи поверхности верхнего девона (отражение группы Т) и турне (отражения группы М), резко воздымаются на 100—150 м на расстоянии 2—3 км и исчезают на участках выклинивания терригенных прослоев депрессионной фации и появления карбонатных прослоев бортовой и шельфовой фаций. Последнее достаточно отчетливо видно на геолого-геофизических разрезах, пересекающих Камско-Кинельскую систему депрессий на территории Башкирии (см. рис. 4).

Все выявленные к настоящему времени карбонатные выступы, рифовая природа которых признается многими геологами, располагаются в пределах бортовых и прибортовых зон Актаныш-Уфимской некомпенсированной фациальной депрессии верхнедевонско-турнейского времени (см. рис. 3). Некоторое исключение составляет лишь Кызыл-Ключевский риф, попадающий в осевую часть этой депрессии.

По геофизическим данным установлено положение западного борта Актаныш-Уфимской депрессии, также перспективного для поисков рифов, и намечено восточное продолжение этой депрессии в сторону западного склона Урала.

Поиски рифовых массивов в пределах выявленных бортовых и прибортовых зон некомпенсированных фациальных депрессий — наиболее сложная задача и осуществляется комплексом детальных геофизиче-

ских (сейсморазведка, скважинная сейсморазведка, гравиразведка, а иногда и электроразведка) методов и бурением (Хатьянов, Насыров, 1960; Эгнич, 1956). При этом геофизические методы не всегда дают однозначные результаты, что требует учета специфики геолого-геофизических условий и выявления вероятных поисковых признаков погребенных рифовых массивов. Несмотря на различия строения и условий залегания погребенных рифов в различных регионах, могут быть намечены некоторые общие геолого-геофизические поисковые признаки погребенных рифов.

### ПРИЗНАКИ, ОСНОВАННЫЕ НА СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ВЗАИМОТНОШЕНИЯХ РИФОВЫХ МАССИВОВ С ОКРУЖАЮЩИМИ И ПОКРЫВАЮЩИМИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Известно, что скорость роста рифовых массивов в большинстве случаев превышает скорость накопления окружающих их осадков. Поэтому рифовые массивы прошлого были морфологически выражены в рельефе морского дна некомпенсированных депрессий и повлияли на распределение различного типа литофаций более молодых, компенсирующих образований, различающихся по своим физическим

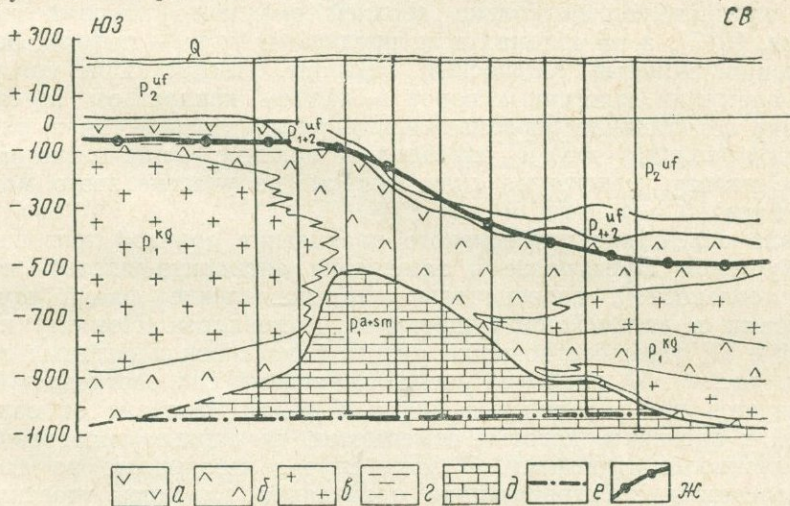


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез через Старо-Казанковский рифовый массив.

*a* — гипс, *b* — ангидрит, *v* — каменная соль, *z* — глина, *d* — известняки, *e* — контур водо-нефтяного контакта, *ж* — кривая опорного электрического горизонта.

свойствам (избыточной плотности, акустической жесткости, скачке скорости распространения упругих волн и др.). Вследствие этого рифы нередко обуславливают геофизические аномалии, которые находятся в определенной зависимости от различных типов разрезов, покрывающих и окружающих рифы отложений. Так, например, в Ишимбайском Предуралье устанавливается приуроченность к рифовым массивам особого «надмассивного» типа разреза галогенной кунгурской толщи (Страхов, 1947), представленного почти исключительно ангидритами с более высокими значениями плотности ( $2,9 \text{ г/см}^3$ ) и скорости распространения сейсмических волн ( $5800\text{--}6000 \text{ м/сек}$ ), чем в окружающих породах. В то же время за пределами рифовых массивов и у их подножий развит так называемый соленосный тип разреза кунгура, представленный почти исключительно каменной солью (Хатьянов, Насыров,

1960; Хатьянов и др., 1963), характеризующейся минимальными значениями избыточной плотности ( $2,2 \text{ г/см}^3$ ) и скорости распространения сейсмических волн ( $4500 \text{ м/сек}$ ).

Благодаря этому над наиболее крупными рифовыми массивами локализируются небольшие максимумы силы тяжести и сейсмические поднятия, косвенно связанные с ними благодаря различию физических свойств «надмассивного» и «соленосного» типов разреза галогенной кунгурской толщи. Использование этого признака при поисках рифов оказалось весьма эффективным, особенно на участках поднятий поверхности галогенной толщи, которая картируется электроразведкой и сейсморазведкой методом преломленных волн. С его помощью открыт целый ряд нефтеносных рифов не только в Ишимбаевском районе и более северных частях Предуральяского краевого прогиба, но и некоторые наиболее крупные рифы в южной его части, например, Старо-Казанковский (рис. 6 и см. рис. 1).

Из представленного геолого-геофизического разреза видно, что морфологически резко выраженный к концу сакмаро-артинского времени Старо-Казанковский риф повлиял на распределение фаций галогенного кунгура, вследствие чего над его вершиной отложился неполный разрез, представленный только верхней ангидрито-гипсовой толщей (Страхов, 1947), а на склонах и за пределами рифа — полный разрез, включающий мощный соленосный горизонт. Последующие пластические деформации галогенных пород в данном конкретном случае существенно не изменили первоначального распределения типов разреза галогенной толщи, что и определило наличие «статического», по Н. М. Страхову, максимума силы тяжести на участке этого массива (рис. 7, I тип).

Однако вследствие интенсивного проявления соляной тектоники, а в Оренбургском Предуралье и замещения ангидрито-гипсовой толщи кунгура соленосной, первоначальное распределение фаций кунгура над рифами в дальнейшем существенно изменилось. Поэтому имеют место II и III типы соотношений рифовых массивов и соляных структур (см. рис. 7). II, наиболее распространенный тип соотношений, характеризуется приуроченностью рифов к зонам перехода от соляных поднятий к прогибам, которые отмечаются, по данным гравиразведки, гравитационными ступенями. В этом случае невозможно по данным гравиразведки и электроразведки однозначно выделить участки рифов, а удается выделить лишь площади, перспективные для поисков рифов, которые в дальнейшем изучаются сейсморазведкой.

III тип соотношений характеризуется приуроченностью рифового массива к сводовой или краевой части более обширного соляного купола. В этом случае, в отличие от I типа соотношений, не отмечается резкое увеличение мощности ангидрита над вершиной массива, а следовательно, небольшой гравитационный эффект глубоко погребенного рифа ( $0,4—1 \text{ мг/л}$ ) не подчеркивается особенностями строения вышележащих отложений, что до недавнего времени создавало значительные трудности при выделении перспективных площадей. В связи с внедрением в последние годы в производство новых методов поисков рифов — высокоточной гравиразведки и скважинной сейсморазведки, оказалось возможным выявить даже небольшие рифы, залегающие под сводами соляных куполов. В частности, продуктивные Северо-Кумертауский, Казлаирский и особенно Совхозный рифы, залегающие в подобных условиях, хорошо выделились на картах локализованных аномалий силы тяжести, по данным высокоточной гравиметрической съемки.

Однако методы гравиразведки и электроразведки не дают сведений о строении и конфигурации поверхности рифа. Поэтому для поисков рифов и особенно их разведки большое значение приобретают сейсмические методы (РНП и КМПВ), в особенности метод скважинной сейсморазведки, позволяющий получить наиболее точные и достоверные результаты. Хотя сама поверхность рифа не всегда является отражаю-

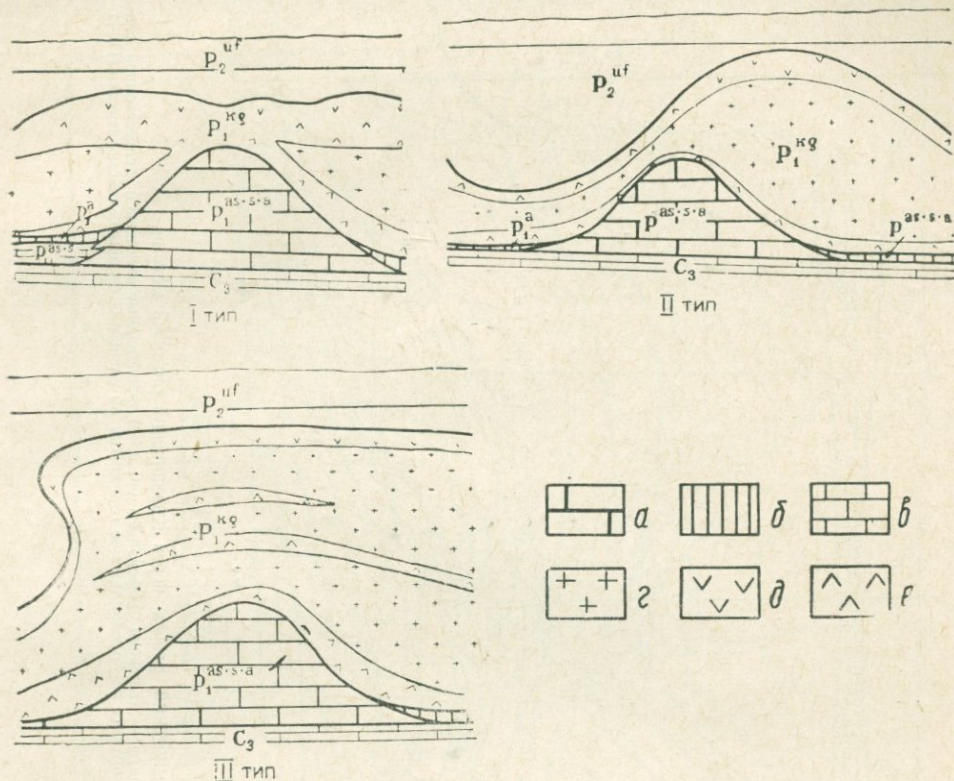


Рис. 7. Основные типы соотношений рифовых массивов и соляных кунгурских структур. а — отложения рифовой фации; б — глубоководные отложения депрессионной фации; в — отложения платформенной фации; г — каменная соль; д — гипс; е — ангидрит.

щей или преломляющей границей, наличие облекающей пачки «над-артинских» ангидритов создает благоприятные предпосылки для применения сейсмических методов поисков рифов (рис. 8 и см. рис. 7).

Сущность применения метода скважинной сейсморазведки при поисках рифов заключается в следующем. Если глубокая поисковая скважина вскрывает подножие рифа и проходит по подсолевым отложениям не менее 300 м, то имеется возможность определить направление подъема поверхности рифа вблизи ее на расстоянии до 1,5 км. С этой целью с помощью сейсмического зонда, помещаемого в исследуемую скважину в интервале глубин вскрытия сакмаро-артинских отложений, а также вблизи поверхности кунгура, производится регистрация проходящих (преломленных) упругих волн. Пункты взрыва расположены у дневной поверхности по радиальным профилям на расстоянии 0,2—3 км от устья скважины (рис. 9). На основании годографов проходящих (преломленных) волн и данных об их скоростях распространения строится промежуточная преломляющая поверхность (кровля галогенного кунгура) и основной II преломляющий горизонт, сопоставляемый с поверхностью карбонатных сакмаро-артинских от-

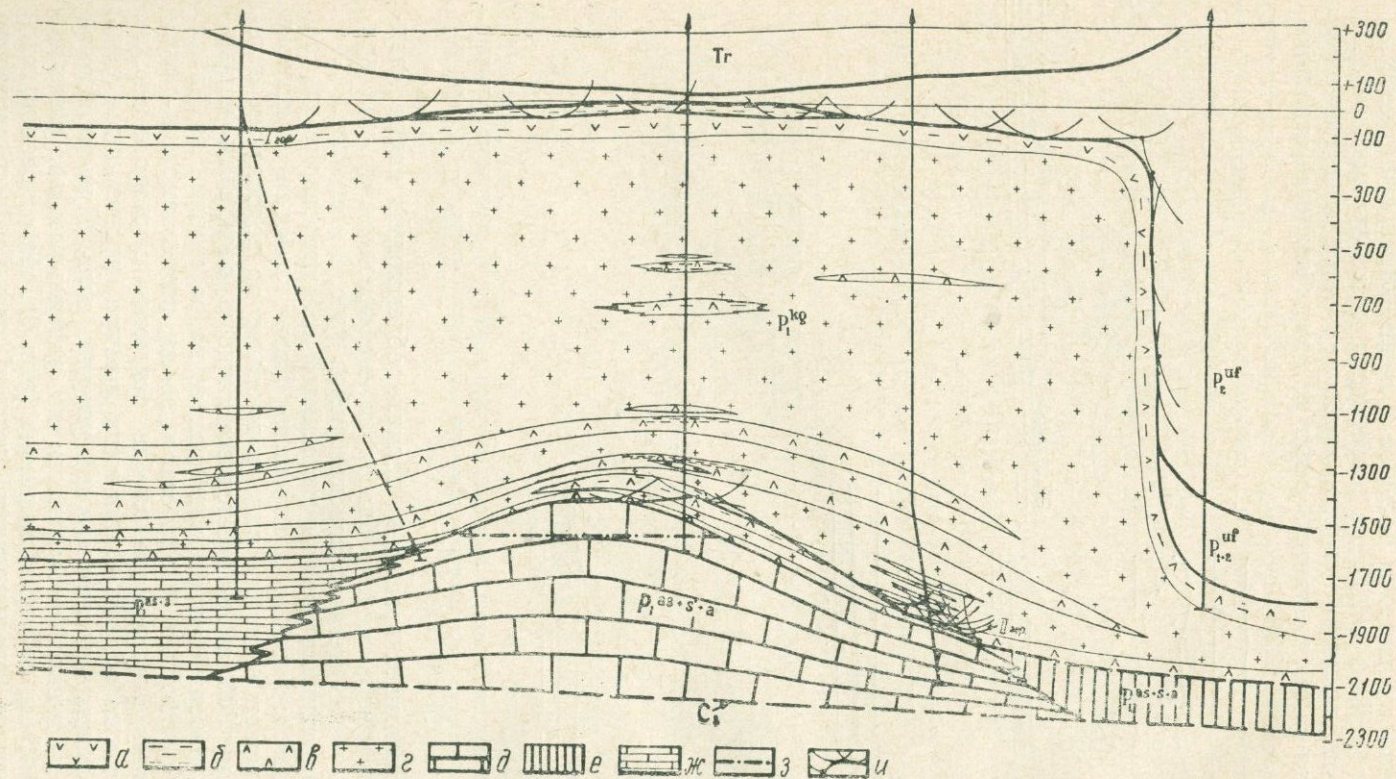


Рис. 8. Геолого-сейсмический разрез через Казлаирский рифовый массив.

*a* — гипс; *b* — глина; *e* — ангидрит; *e* — каменная соль; *d* — отложения рифовой фации; *e* — глубоководные отложения депрессионной фации; *ж* — отложения платформенной фации; *з* — водо-нефтяной контакт; *и* — преломляющие горизонты, по данным скважинной сейсморазведки (П. И. Зюзин).

ложений или предартинскими ангидритами. Последнее достаточно наглядно видно на геолого-геофизическом разрезе (см. рис. 8). С помощью скважинной сейсморазведки в 1963—1965 гг. найден ряд нефтеносных рифов, в том числе Казлаирский, Северо-Кумертауский, Прокопьевский и Якуповский (см. рис. 1).

На рис. 9 приводится сопоставление данных скважинной сейсморазведки и бурения на площади Казлаирского нефтеносного рифа, по-

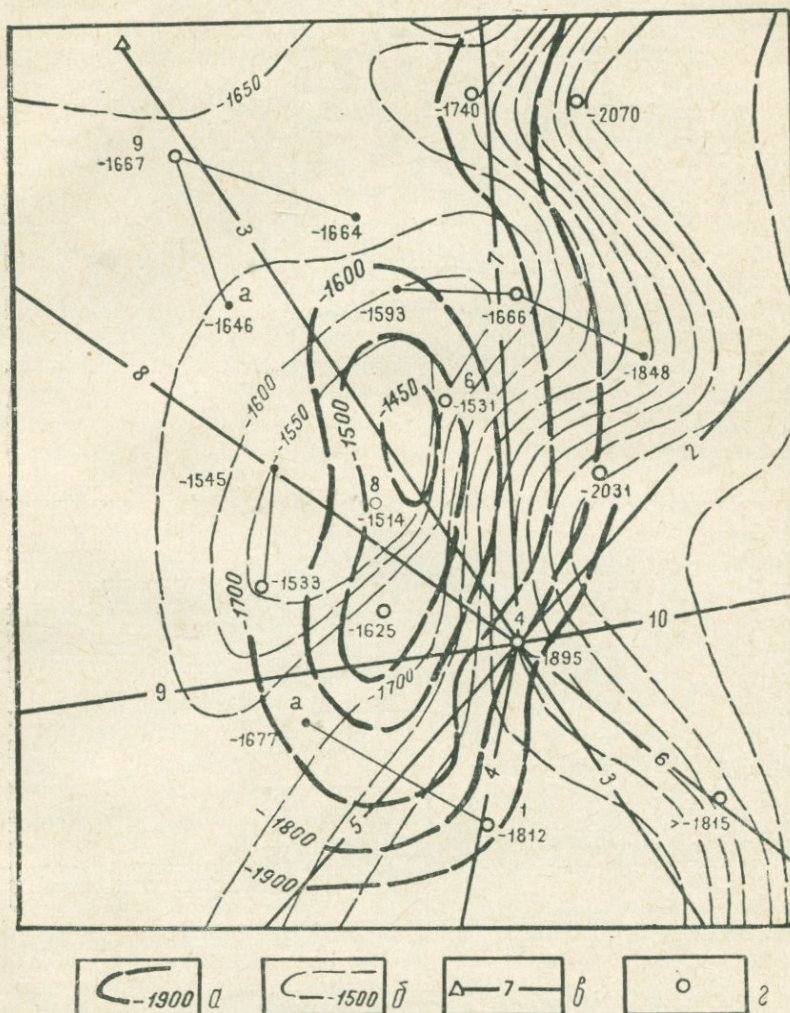


Рис. 9. Структурная схема сопоставления результатов скважинной сейсморазведки и бурения на площади Казлаирского рифового массива.

*a* — изогипсы по II преломляющему горизонту, по данным скважинной сейсморазведки; *b* — изогипсы по поверхности сакмаро-артинских отложений; *г* — радиальные сейсмические профили; *з* — глубокие скважины.

казывающее, что с помощью этого геофизического метода удалось выявить даже небольшой по размерам ( $2 \times 0,75$  км) и амплитуде (200 м) риф, оказавшийся продуктивным. Имеются основания полагать, что метод скважинной сейсморазведки имеет большие перспективы при поисках рифов не только в южной части Предуралья прогиба, но и в других регионах (Agnich, 1956).

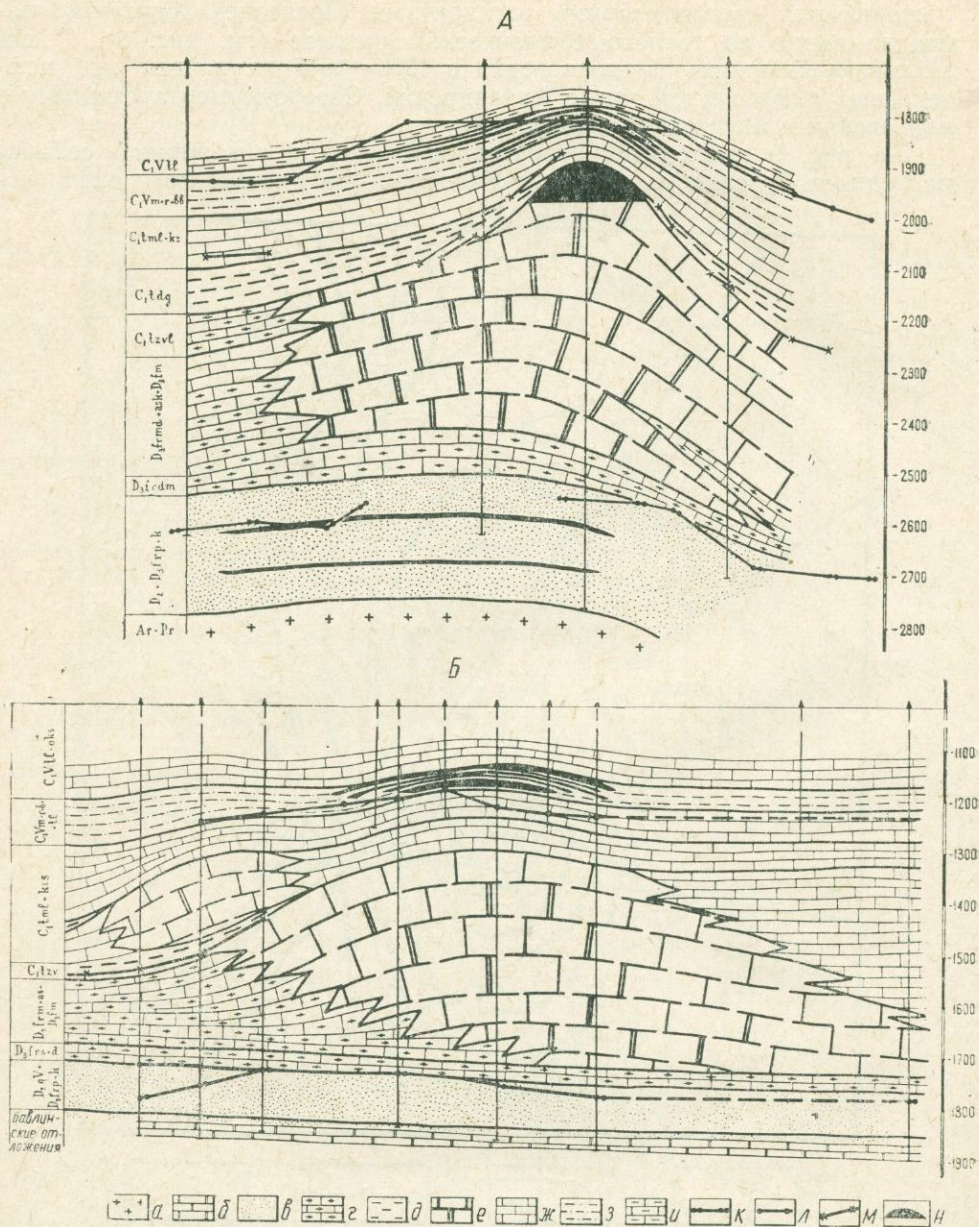


Рис. 10. Геолого-сейсмические разрезы вкост простираия рифовых структур: А — Хилковской и Б — Арланской.

а — кристаллический фундамент; б — доломиты; в — нижний терригенный комплекс; фации: г — депрессионная (доманиковая), д — глинистая депрессионная, е — рифовая, ж — карбонатная шельфовая; з — терригенная толща нижнего карбона; и — глинистые известняки тульского горизонта; л — опорный отражающий горизонт в терригенных отложениях девона «Д»; к — опорный отражающий горизонт в терригенных отложениях нижнего карбона; м — промежуточные условные отражающие горизонты; н — нефтяные залежи.

В пределах внутриплатформенной Актаныш-Уфимской некомпенсированной депрессии Камско-Кинельской системы рифовые массивы закономерно приурочены, как установлено О. М. Мкртчяном (Мкртчян, 1964; Мкртчян и др., 1965), М. А. Юнусовым и другими, к бортовым

и прибортовым зонам (см. рис. 3). Для надрифовых отложений, представленных терригенно-карбонатными породами, характерна приуроченность к «надмассивному» типу карбонатных разностей пород и резкое сокращение мощности терригенной толщи нижнего карбона (см. рис. 4, 5, 10).

В то же время в пределах депрессии у подножий рифов развит «депрессивный тип» разреза, характеризующийся увеличенными мощностями терригенной толщи нижнего карбона, а для верхнедевонских рифов также увеличением мощности терригенных (аргиллитовых) прослоев в турнейских отложениях (Грачевский, 1959; Мрктчян, 1964).

Таким образом, локальное сокращение мощности терригенных отложений нижнего карбона, сопровождающееся локальным увеличением мощности карбонатных пород верхнего девона и турне, может служить одним из поисковых признаков погребенного рифа.

Отмеченные признаки рифовых массивов Камско-Кинельской системы обуславливают, как и в Предуральском прогибе, появление локальных максимумов силы тяжести, выявляющихся, однако, только при высокоточной съемке, а также «ложных» поднятий подрифовых горизонтов, о чем более подробно говорится ниже. Наличие ряда терригенных прослоев среди карбонатных пород на склонах островных рифов и на фронтальных склонах бортовых рифов (см. рис. 10) обуславливают появление дополнительных (промежуточных) сейсмических отражающих горизонтов, которые к вершине рифа воздымаются и нередко выклиниваются там, где эти терригенные прослои замещаются карбонатными (см. рис. 4).

Хотя специальных сейсмических работ, направленных на поиски рифов в Камско-Кинельской системе депрессий, до недавнего времени не проводилось, выявленные при обычных работах геофизические особенности являются типичными для погребенных рифов.

Примерами обнаружения подобных рифов являются результаты сейсморазведки на Арланской и Хилковской площадях (см. рис. 10). На Арланском рифе верхнедевонского возраста отмечается резкое воздымание и выклинивание вплоть до исчезновения аргиллитовой саузбашевской пачки, облекающей склон массива. Установлено, что к этой пачке приурочен промежуточный отражающий горизонт «Т» (Мрктчян и др., 1965).

Хилковский верхнедевонско-турнейский риф расположен в бортовой зоне Камско-Кинельской системы прогибов Куйбышевской области. Нефтяное месторождение в заволжских отложениях здесь оказывается непосредственно связанным с рифогенными карбонатами и приурочено к вершине массива (см. рис. 10). Карбонатный массив детально изучен, как уже упоминалось, М. М. Грачевским (1963), доказавшим его рифовую природу. Сейсмические работы на Хилковской площади были выполнены в 1958—1959 гг. (Чаликова, Боярова, 1963). На рис. 10 представлены результаты сейсморазведки в интерпретации Е. К. Чаликовой. Сопоставление сейсмических и буровых данных показывает, что резкое воздымание промежуточных отражающих горизонтов группы «Т» на склонах рифа и исчезновение на вершине может сопоставляться с резким воздыманием и выклиниванием аргиллитовой эжебольской пачки, аналогично саузбашевской на Арланской площади, в то время как отражающий горизонт «У», сопоставляемый с бобриковским горизонтом, образует более пологое поднятие (см. рис. 10). Отмеченный признак, по-видимому, может иметь определенное значение и для постановки с целью поисков рифов скважинной сейсморазведки, оказавшейся весьма эффективной в условиях Предуральского краевого прогиба.

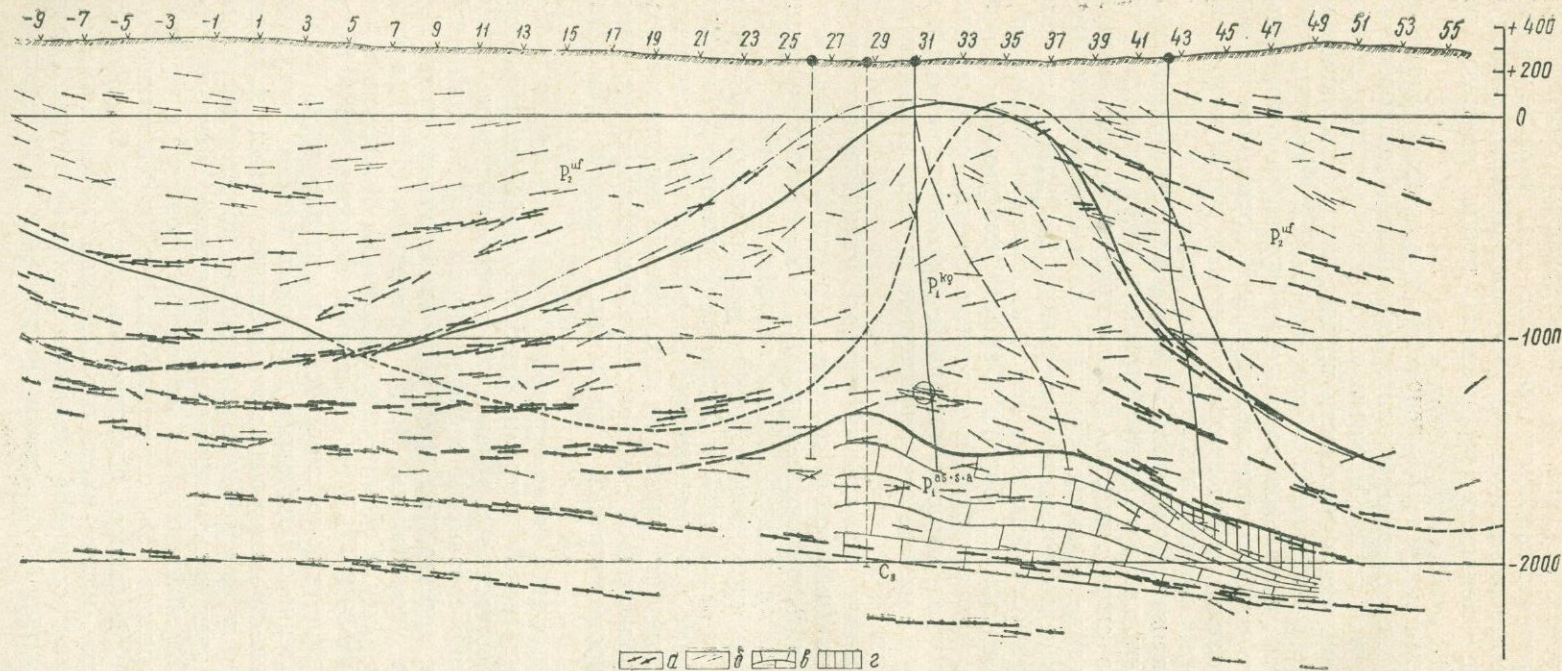


Рис. 11. Геолого-геофизический разрез через Северо-Кумертауский рифтовый массив по сейсмическому профилю РНП XXI. Отражающие площадки, по данным МРНП: *a* — коррелирующиеся, *b* — некоррелирующиеся; *v* — отложения рифовой фации; *g* — глубоководные отложения депрессионной фации.

Следует отметить, что на ряде участков аномалии средней скорости в карбонатно-терригенном комплексе достигают значений 500—800 м/сек. Примером сейсмических особенностей турнейских рифов может служить уже рассмотренная Старо-Шигаевская площадь. Здесь устанавливается резко выраженное угловое несогласие между промежуточным отражающим горизонтом, сопоставляемым с терригенными прослоями в турне, и основными горизонтами «У» и «Д», что хорошо видно на геолого-каротажном и сейсмическом разрезе (см. рис. 5).

Следует отметить, что вследствие отсутствия слоистости, несколько увеличенной пористости и трещиноватости самих рифовых образований, по сравнению с шельфовыми и депрессионными, как правило, не наблюдается отражений внутри рифового массива (см. рис. 10, 11). Таким образом, нередко очерчивается «слепая» зона отражений, что служит поисковым признаком рифа (Арланская, Канчуринская, Совхозная площади).

Весьма интересные данные получены зимними работами 1964/65 гг. МОВ на Троельжанской площади, расположенной в Шалымской депрессии Камско-Кинельской системы к западу от г. Кунгура, с результатами которых удалось познакомиться в тресте «Пермнефтегеофизика». Здесь установлено небольшое куполовидное поднятие размерами 2,5×3 км, которое наиболее резко выражено по отражающим горизонтам, сопоставляемым с турнейскими отложениями и бобриковским горизонтом, и выполаживается как вверх по разрезу, по верейскому отражающему горизонту и кровле иреньской свиты, так и в нижележащих отложениях терригенного девона по отражающему горизонту «Д». Аналогичные вероятные признаки рифов получены по данным сейсморазведки методом отраженных волн на базе магнитной записи в 1965 г. на Игровской площади, расположенной в северной части Башкирии вблизи Шалымской депрессии.

#### ПРИЗНАКИ, ОСНОВАННЫЕ НА СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ РИФОВЫХ МАССИВОВ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Анализ геолого-геофизических данных показывает, что рифы в большинстве случаев формируются либо на участках моноклиального залегания, либо в пределах более пологих структур подрифовых горизонтов. Последнее характерно даже в тех случаях, когда рифы формируются в пределах более обширных тектонических структур, как например, на Шиханском поднятии (рис. 12). Стерлитамакские рифовые горы-одиночки располагаются в пределах одной и той же полосы, что и ишимбайские рифы, подтверждая представление о непрерывности расположения массивов через некоторые неравномерные интервалы вдоль западного борта Предуральского краевого прогиба. Благодаря этому устанавливаются отчетливые угловые несогласия между стратиграфическими, а нередко и литологическими границами вблизи поверхности рифа и облекающими их отложениями, образующими резкий подъем на склонах рифов по отношению к подстилающим рифы горизонтам (см. рис. 11). Другой формой выражения подобных соотношений является локальное увеличение интервального времени между промежуточными отражающими горизонтами вблизи поверхности рифа и подрифовым отражающим горизонтом. Этот признак характерен для Предуральского прогиба и установлен на целом ряде рифов (Кумертауском.

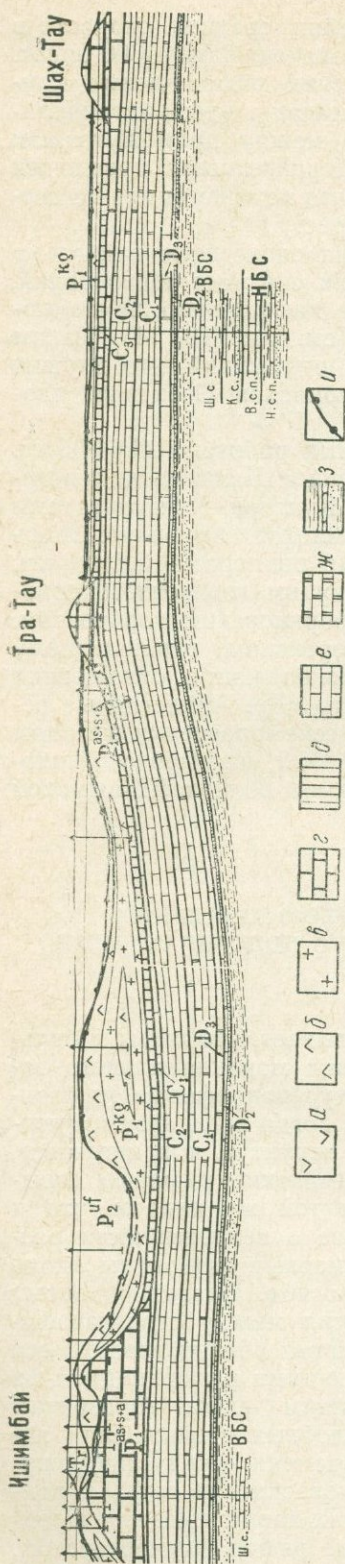


Рис. 12. Геолого-геофизический разрез через Стерлитамакские и Ишимбайские рифовые массивы.

а — гипс; б — ангидрит; в — каменная соль; г — отложения рифовой фации; д — углубовые отложения депрессионной фации; е — известняк; ж — известняк; з — терригенные отложения; и — кривая опорного электрического горизонта. Отложения: ВБС — верхнеаравийской серии (каировской и шкарповской свит); НБС — нижнеаравийской серии (верхнеаравийской и нижнеаравийской подсерий).

Северо-Кумертауском, Прокопьевском, Астраханском, Канчуринском, Совхозном). На рис. 11 приведены результаты сейсморазведки методом регулируемого направленного приема (РНП) по профилю, пересекающему южную вершину Северо-Кумертауского рифа, установленную с помощью этого геофизического метода. На профиле очень отчетливо устанавливается угловое несогласие между отражающими горизонтами и площадками вблизи поверхности рифа, испытывающими резкое воздымание амплитудой до 500 м и подрифовыми отражающими горизонтами в каменноугольных отложениях, характеризующимися моноклинальным погружением с запада на восток, от бортовой к осевой части Предуральской депрессии.

В тех случаях, когда скорость распространения упругих волн в рифовых отложениях значительно превышает скорость в окружающих отложениях (Арланская, Совхозная, Канчуринская площади), отмечаются ложные поднятия подрифовых отражающих горизонтов (Мкртчян и др., 1965; Хатьянов и др., 1963; Эгнич, 1956). В последнее время аналогичный признак выявлен перскими геофизиками (Н. О. Тиц и др.) на Кордонском сейсмическом поднятии в Юрюзано-Сылвинской депрессии. Проверка его бурением в 1965 г. привела к открытию карбонатного (рифового) выступа ассельского (?) возраста.

Следует отметить, что на площади Карача-Елгинского и Шакшинского рифов по результатам рекогносцировочных сейсмических работ 1950—1951 гг. в свое время были выявлены локальные выступы подрифового отражающего горизонта «Д», которые в настоящее время хорошо согласуются с положением крутых склонов карбонатных (рифогенных) выступов (см. рис. 3). Факты отмеченного соответствия не случайны, а отображают ложные поднятия подрифовых отражающих горизонтов. Однако не все подрифовые поднятия ложные. В случае

осложнения тектонической структуры рифообразованием такое поднятие может оказаться реальным, подчеркивающим существование не только рифа, но и тектонической структуры по подрифовым отложениям. Отличить ложное поднятие от реального во многих случаях возможно при использовании других поисковых признаков. Необходимо учитывать также то, что тектонические структуры по своим направлениям (простириям) часто не совпадают с простирием рифов и пересекают направление Камско-Кинельской впадины (Грачевский, 1963). Кроме того, имеются различия в размерах, форме и амплитуде тех и других структур.

Примерами тектонических структур, осложненных рифообразованием, могут служить Хилковское, Четырмановское, Быркинское и ряд других. Такие структуры характерны для участков пересечения тектонических зон с бортовыми, а также иногда и шельфовыми зонами депрессий Камско-Кинельской системы. Последнее отчетливо устанавливается для Хилковского рифа, ниже которого в терригенном девоне прослеживается тектоническое поднятие значительно меньшей амплитуды, чем рифовый массив, и которое получило отображение, по данным сейсморазведки, в виде более пологого поднятия отражающего горизонта «Д», по сравнению с поднятием отражающих площадок группы «Т» (см. рис. 10). С тектоническим поднятием, так же как и с рифом, связаны залежи нефти.

Поиски рифов в пределах Камско-Кинельской системы некомпенсированных фациальных депрессий верхнедевонско-турнейского времени приобретают большое практическое значение (Мкртчян, 1964). Поэтому необходимо перечислить следующие поисковые признаки рифовых массивов (карбонатных выступов):

1. Установление крутого подъема промежуточных отражающих горизонтов (в отложениях, залегающих вблизи поверхности рифа на его склоне), образующих угловые несогласия с более полого залегающими отражающими горизонтами в подрифовых отложениях (опорный отражающий горизонт «Д»). Другой формой выражения этого признака является резкое увеличение времени между промежуточными отражениями вблизи поверхности рифа и подрифовым опорным отражающим горизонтом «Д» на временных разрезах и картах изохрон.

2. Ухудшение корреляции и резкое исчезновение промежуточных отражающих горизонтов на глубинах, соответствующих рифовому телу на его своде («слепая зона»).

3. Локальное пологое поднятие подрифового отражающего горизонта «Д» с характерными для конкретных условий особенностями (форма, размеры, простириание, амплитуда). При моноклинальном залегании подрифовых отложений такое поднятие может быть ложным. Этот случай для Камско-Кинельской системы депрессий наиболее типичен. При тектонической структуре, осложненной рифообразованием, поднятие может быть реальным, подчеркивающим не только существование рифа, но и поднятие подрифовых горизонтов. Отличить реальное поднятие подрифовых отложений от ложного в большинстве случаев возможно, если имеются другие поисковые признаки. К тому же линии тектонических структур могут иметь простириания, резко отличные от простирианий рифов, а также отличаться от последних размерами и формой (например, Благовещенская и Чекмагуш-Манчаровская площади).

4. Наличие локального поднятия отражающего горизонта в облегающих риф отложениях, например бобриковского (отражение «У»), который образует угловое несогласие с более полого залегающим отражающим горизонтом в подрифовых отложениях (отражение «Д»). Дру-

гой формой выражения этого признака является локальное уменьшение интервального времени между опорными отражениями «У» и «Д».

5. Наличие локального поднятия по отражающему горизонту «У», выполаживающегося в вышележащих отложениях веревя при наличии других поисковых признаков.

Следует отметить, что сейсмические поисковые признаки рифов не всегда однозначны, например, ложного поднятия в отдельных случаях может и не быть, если скорость распространения сейсмических волн в окружающих риф нижневизейских, турнейских, а также верхнедевонских отложениях существенно не отличается от скорости распространения их в «теле» рифа. С другой стороны, промежуточный отражающий горизонт может проследиваться не только на склоне, но и на вершине рифа, в случае, когда последний имеет небольшую амплитуду и не мог повлиять существенным образом на распределение фаций покрывающих отложений. Примером этого служат небольшие по мощности Манчаровский и Чермасанский биогермы, на своде которых распространены такие же терригенно-карбонатные породы, что и на склонах (см. рис. 3).

Поэтому при поисках рифов геофизическими методами в сложных условиях необходимо исходить из комплекса поисковых признаков, позволяющих определить вероятное местоположение рифа. Следует отметить, что до последнего времени поиски рифов в Актаныш-Уфимской депрессии проводились на основе данных структурно-поискового бурения, устанавливающего над ними контрастные и небольшие по площади структуры облекания в артинских отложениях. Для их поисков требовалось картирование артинской поверхности по очень густой сети скважин, вследствие чего подготовка структур замедлялась. Кроме того, ряд артинских поднятий оказался не связанным с рифами (Московское). С другой стороны, установлены рифы, например высокопродуктивный Чермасанский массив, которые не получают отображения в артинских отложениях (амплитуда его всего 5 м). К тому же при приближении к Предуральскому прогибу артинские структуры осложнены рифообразованием в нижнепермских отложениях, имеют уральское направление простирания и, вероятно, не ориентируют на поиски верхнедевонских рифов.

Все это говорит за то, что разработка и постановка целенаправленных сейсмических работ по поискам рифов является необходимой.

Анализ результатов поисков рифов в Предуральском прогибе и Камско-Кинельской системы депрессий позволяет надеяться, что при дальнейшем совершенствовании комплекса геофизических и геологических целенаправленных исследований эффективность поисков рифов в этих и аналогичных регионах может быть существенно повышена. Наиболее перспективными для поисков рифов являются сейсмические методы МОВ и РНП на базе магнитной записи, скважинная сейсморазведка и высокоточная гравиметрия.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М., изд-во «Недра», 1965.
- Антропов И. А. О рифовых фациях девона центральной части Волго-Камского края. — Изв. Казанского фил. АН СССР, сер. геол., 1959, № 7.
- Грачевский М. М. Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и Татарии. — Докл. АН СССР, 1959, 125, № 6.
- Грачевский М. М. Стратиграфические и палеогеографические предпосылки поисков новых залежей нефти в Камско-Кинельской впадине. — Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1963.

- Дарвин Ч. Распределение и происхождение коралловых рифов. Соч., т. II. М., Биомедгиз, 1936.
- Домрачев С. М. Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала. — Девон Западного Приуралья. Тр. ВНИГРИ, 1952, вып. 61.
- Маслов В. А. Особенности условий образования верхнефранкских отложений, развитых на западном склоне Урала. — Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 4, Уфа, 1959 (ГГИ Баш. фил. АН СССР).
- Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М. О рифогенных структурах Бирской седловины. — Докл. АН СССР, 1961, 138, № 6.
- Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Русской платформы. М., изд-во «Наука», 1964.
- Мкртчян О. М., Хатьянов Ф. И., Шалагинова Ф. П. Применение сейсморазведки для поисков нефтеносных структур, связанных с верхнедевонскими рифами. — Геология нефти и газа, 1965, № 2.
- Наливкин Д. В. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Равикович А. И. Рифы и роль тектонических движений в их образовании. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, 35, вып. 1.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Тр. ГГИ УФАН СССР, 1961, вып. 60.
- Страхов Н. М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района, ч. 1. Стратиграфия и тектоника. М., Изд-во МОИП, 1947.
- Хатьянов Ф. И. Геологическое строение южной части Предуральской депрессии и поиски рифовых массивов. — Геология нефти и газа, 1960, № 7.
- Хатьянов Ф. И., Насыров С. С. Методика поисков газонефтеносных структур в Башкирско-Оренбургском Приуралье. Уфа, Башкнигоиздат, 1960.
- Хатьянов Ф. И., Шульц Я. И., Куряева В. В. О применении сейсморазведки методом РНП для поисков рифовых массивов в Южном Предуралье. — Геология нефти и газа, 1963, № 2.
- Хатьянов Ф. И. О сочленении южной части Предуральского краевого прогиба с Прикаспийской впадиной и о возможных рифах вдоль их бортов. — Докл. АН СССР, 1964, 157, № 4.
- Чаликова Е. К., Боярова Е. Д. Определение типа геологического разреза по данным сейсморазведки в Камско-Кинельской впадине. — Разведочная и промышленная геофизика, 1963, вып. 49.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. — Тр. ВНИГРИ, 1955, вып. 91.
- Чочиа Н. Г. и Андрианова К. И. Девон Колво-Вишерского края. — Девон Западного Приуралья. Тр. ВНИГРИ, 1952, вып. 61.
- Чувашов Б. И. О рифах и рифообразователях в среднем и позднем девоне земного шара. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 4.
- Шамов Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбайского Приуралья. — Труды УФНИИ, 1957, вып. 2.
- Шамов Д. Ф. Условия формирования нефтяных месторождений Предуральской депрессии. — Геология нефти и газа, 1959, № 8.
- Шихов С. А., Маловичко А. К., Шилова А. А. О поисковых и разведочных особенностях гравитационного аномального поля в зоне Камско-Кинельской впадины. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1965, № 7.
- Эгнич Ф. Дж. Поиски рифов геофизическими методами разведки. — Труды VI международного нефтяного конгресса, II. М. Гостоптехиздат, 1956.
- Яншин А. Л., Гарицкий Р. Г. Тектонический анализ мощности. — Методы изучения тектонических структур, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Agnich F. J. Geophysical Exploration for Limestone Reefs. — Geoph. Case Histories, 1956, 2.
- Van Siclen D. C. Seismic Velocity Effects may Hide Organic Reefs. — World Oil, 1959, 148, № 5-6.
- Yungul S. H. Gravity Prospecting for Reefs Effects of Sedimentation and Differential Compaction. — Geophysics, 1961, 26, № 1.

## РЕШЕНИЯ ТРЕТЬЕЙ ПАЛЕОЭКОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ СЕССИИ

В результате обсуждения заслушанных докладов, а также наблюдений во время экскурсий и общей дискуссии по основным вопросам участники сессии пришли к следующим решениям:

1. Продолжать и расширять всестороннее комплексное палеонтологическое, специальное палеоэкологическое и литологическое изучение ископаемых рифогенных образований, используя современные методы исследования.

2. Необходимо уточнить значение терминов, применяющихся при изучении ископаемых рифогенных образований. Для дальнейшего обсуждения и уточнения предлагаются следующие основные определения:

Ископаемая органогенная постройка (*fossil organic structure*) — геологическое тело, образованное остатками животных (главным образом, колониальных) и растительных организмов, захороненных преимущественно в прижизненном положении.

Биостром (*biostrom*) — массивная или слоистая ископаемая органогенная постройка, как правило, не выделяющаяся или почти не выделяющаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава. Морфологической формой биострома как геологического тела являются линза, пласт или серия пластов. Ассоциация биостромов (в пространстве и во времени) также образует линзу, пласт или серию пластов. Мощность биострома почти равна мощности прилегающих синхронных слоев. Палеогеографическая форма биострома — подводная заросль<sup>1</sup>.

Биогерм (*bioherm*) — массивная ископаемая органогенная постройка, возвышающаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава. Морфологической формой биогерма как геологического тела является массив. Ассоциация биогермов в пространстве и во времени образует группу массивов. Мощность биогерма превышает мощность прилегающих синхронных слоев. Палеогеографическая форма его — подводный холм, не достигающий уровня воды.

Ископаемый риф (*fossil reef*) — сложная органогенная постройка, состоящая из комплекса взаимозамещающихся пород (массивных биогермных и сопутствующих им обломочно-органогенных и хемогенных). Количество продуктов разрушения (обломочно-органогенных пород) колеблется в значительных пределах, часто они могут преобладать. Морфологическая форма — массив сложного строения. Ассоциация рифов (в пространстве и во времени) образует группу массивов сложного строения. Мощность ископаемого рифа значительно превышает мощность окружающих синхронных слоев. В современном рельефе ископаемые рифы обычно образуют положительные формы. Палеогеографическая форма ископаемого рифа — риф-волнолом, т. е. холм или гряда, достигающие уровня воды и образующие волнолом. Различают рифы береговые, барьерные и атоллы.

<sup>1</sup> Термин «банка» не включен в предлагаемую классификацию, так как применяется к образованиям разного типа.

## Типы ископаемых органогенных построек и их основные признаки

Генетические типы		Основные морфологические типы	
Наименование	Определение	Геологическое тело	Палеогеографическая форма
Биостром	Массивная или слоистая ископаемая органогенная постройка, не выделяющаяся или почти не выделяющаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава	Линза, пласт, серия пластов	Заросль (подводная)
Биогерм	Массивная ископаемая органогенная постройка, возвышающаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава	Массив	Холм (подводный)
Ископаемый риф	Массивная сложная ископаемая органогенная постройка, состоящая из комплекса пород биогермных, обломочно-органогенных и хемогенных	Массив сложного строения	Холм, гряда (волноломы)

Основные типы ископаемых органогенных построек и их характеристика приведены в таблице.

Поручить дальнейшую работу по уточнению терминологии, в частности, по составлению синонимики разных понятий и терминов, специальной комиссии в следующем составе: И. К. Королюк (председатель), В. П. Маслов, И. Т. Журавлева, Р. Ф. Геккер, А. И. Равикович, Р. Э. Эйнасто и М. В. Михайлова. Результаты работы представить к началу следующей, Четвертой палеоэколого-литологической сессии.

3. Ископаемые рифогенные образования характеризуются следующими литологическими признаками.

### ПЕРВИЧНЫЕ ПРИЗНАКИ

- а) обычное отсутствие седиментационной слоистости, массивность;
- б) нередко присутствие рифовой слоистости пород, обязанной нарастанию тел организмов;
- в) текстурная и структурная неоднородность;
- г) неравномерное распределение органических остатков;
- д) присутствие обломочных пород, преимущественно карбонатных по составу (брекчий, песчаников и др.) и хемогенных (оолитовых, микрозернистых и др.);
- е) чистота химического состава пород, малое, часто ничтожное, содержание нерастворимого остатка;
- ж) первичная кавернозность и пористость пород;
- з) характерные границы с вмещающими породами: вклин, притык, постепенные и др.

### ВТОРИЧНЫЕ ПРИЗНАКИ

- а) наличие инкрустационных образований;
- б) присутствие наряду с известняками доломитизированных известняков и доломитов замещения, обуславливающих нередко высокую вторичную пористость пород.

4. Следует подчеркнуть сложную связь современных и ископаемых органогенных построек с особенностями тектонического режима областей их развития. Рифы бывают распространены в осевых частях и на крыльях антиклинальных структур, часто связаны с разломами. Для выработки классификации рифовых массивов по их тектонической приуроченности необходимо четкое выявление отличий ископаемых рифов в разных тектонических условиях, и в том числе различий органогенных построек в платформенных и геосинклинальных условиях.

5. Рекомендовать продолжать и расширять работы по выяснению связи органогенных построек с различными формациями.

6. Проводить дальнейшее сравнительное литологическое, палеоэкологическое и палеогеографическое изучение рифовых образований разного возраста с целью выяснения особенностей их строения и закономерностей развития. Рекомендовать геологическим и палеонтологическим учреждениям СССР шире включать в планы работ рифовую тематику. Желательно усилить изучение рифогенных образований рифейского и кембрийского возраста в ГИН АН СССР, ИГ и РГИ и ИГГ СО АН СССР; ордовика и силура — в Институте геологии АН ЭССР; девона, карбона и перми — в Институте геологии и геохимии УФАН СССР и в Уральском территориальном геологическом управлении, ВНИГНИ и других учреждениях; триасовых рифов — в геологических учреждениях, проводящих работы на Памире; рифов мезозоя и кайнозоя — в МГУ, ВНИГНИ, в геологических организациях Украины, Молдавии, Кавказа, Средней Азии и др.

7. Необходимо детально изучать органогенные постройки с целью выяснения систематического состава и количественных соотношений различных групп рифостроящих и рифолюбивых организмов. Особое внимание следует обратить на изучение водорослевых образований; подготовить молодых специалистов по ископаемым водорослям.

8. Считать одним из основных методов изучения ископаемых органогенных построек их детальное литолого-палеоэкологическое картирование. Рекомендовать сочетание таких исследований с широким использованием бурения и геофизических методов.

9. Составить методическое руководство по изучению ископаемых органогенных построек. Выработку основных положений и содержания руководства поручить специальной комиссии, состав которой утвердить на Четвертой палеоэколого-литологической сессии.

10. Считать необходимым опубликование материалов детальных исследований рифовых образований разного возраста, оформленных в виде статей, тематических сборников и монографий. Просить геологические издательства включить в свои планы издания по этой теме.

11. Просить Институт геологии и геохимии УФАН СССР подготовить в 1966 г. и издать в 1967 г. сборник докладов Третьей палеоэколого-литологической сессии, а также решения сессии с дополнительными материалами. Просить редколлегии «Бюллетеня Московского общества испытателей природы, отдел геологии», «Палеонтологического журнала» и «Советской геологии» опубликовать сообщения о работе и решения Третьей палеоэколого-литологической сессии.

12. Просить дирекцию Института океанологии АН СССР включать в состав своих экспедиций, проводящихся в районах развития современных рифов, специалистов, изучающих ископаемые органогенные постройки.

13. В целях охраны уникальных ископаемых рифогенных образований, какими являются Стерлитамакские горы-одиночки, добиться полного прекращения взрывных работ и разработки камня на горах Тра-

Тау и Юрак-Тау и объявления их, а также горы Куш-Тау заповедными памятниками природы. Просить УФНИИ организовать под руководством Д. Ф. Шамова детальное тематическое изучение разрабатываемой горы Шах-Тау, предусмотрев его в плане научно-исследовательских работ этого института. Добиться также охраны всех сыльвинских биогермов.

14. Считать особенно желательной организацию следующей палеоэколого-литологической сессии также с рифовой тематикой в 1966 г. в Крыму и Молдавии, где имеется много хорошо обнаженных органогенных построек мезозойского и третичного возраста. Просить крымские и молдавские геологические учреждения организовать и провести эту сессию.

Участники третьей палеоэколого-литологической сессии выражают благодарность ее организаторам: Г. А. Смирнову, Р. Ф. Геккеру, М. Л. Ключиной, Л. В. Анфимову, М. А. Камалетдинову, Р. А. Камалетдинову за хорошую подготовку и проведение сессии, а также за своевременный выпуск тезисов докладов.

---

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие . . . . .	3
А. И. Равикович. Морфология современных рифов и экология их строителей и других обитателей . . . . .	5
Р. Ф. Геккер. Рифовые образования и вопросы палеоэкологии . . . . .	18
Г. Ф. Крашенинников. Тектоническое положение биогенных рифов . . . . .	27
Г. А. Смирнов. О литологическом изучении биогермов . . . . .	35
Б. К. Кушлин. Реконструкция первичных склонов ископаемых рифов . . . . .	40
П. А. Софроницкий, В. З. Хурсик. Значение изучения артинских рифовых массивов Пермского Приуралья для тектонических и палеотектонических построений . . . . .	46
И. К. Королюк. Биогермные образования Западного Прибайкалья . . . . .	55
Р. И. Мянниль, Р. Э. Эйнасто. Распространение рифогенных образований ордовика и силура в Балтийском бассейне . . . . .	72
Э. Р. Клааманн, Х. Э. Нестор. Роль рифовой фации в формировании фауны строматопоронидей и табулят ордовика и силура Эстонии . . . . .	79
С. Н. Краузе, В. А. Маслов. Девонские рифы западного склона Южного Урала . . . . .	84
В. П. Шуйский, В. П. Мухина. Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэфельских рифов Урала . . . . .	89
М. А. Камалетдинов, Р. А. Камалетдинов. Строение и условия залегания герцинских рифов западного склона Южного и Среднего Урала. . . . .	116
И. А. Антропов. О рифовых образованиях девона и нижнего карбона центральной части востока Русской платформы . . . . .	123
Г. А. Смирнов, Л. В. Анфимов. Рифовый массив горы Ильинской в Среднем Предуралье . . . . .	133
Д. Ф. Шамов, М. А. Камалетдинов. Нижнепермские рифовые массивы Башкирского Предуралья . . . . .	147
К. С. Яруллин, И. А. Якупов. Нефтегазоносность нижнепермских рифов Предуралья . . . . .	157
Е. В. Краснов. К изучению рифовых фаций мальма СССР . . . . .	169
В. П. Макридин, Ю. И. Кац, Е. И. Кузьмичева. Принципы, методика и значение фауны коралловых построек для зоогеографического районирования юрских и меловых морей Европы, Средней Азии и сопредельных стран . . . . .	184
М. В. Михайлова. Биогермные массивы в верхнеюрских отложениях Горного Крыма и Северного Кавказа . . . . .	196
В. С. Саянов. Состав, строение и происхождение среднесарматских биогермов Молдавской ССР . . . . .	210
Ф. И. Хатьянов. Геолого-геофизические особенности погребенных рифовых массивов в связи с проблемой их поисков . . . . .	226
Решения третьей палеоэколого-литологической сессии . . . . .	248

Цена 1 р. 43 к.

379

