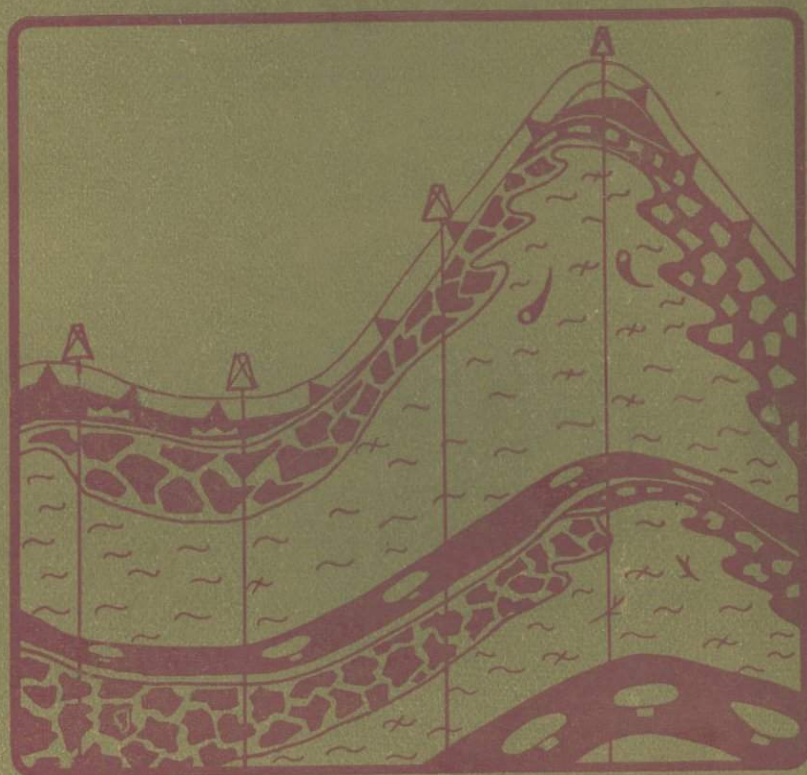


М. Х. АРИФДЖАНОВ

**РИФОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
КЕЛЛОВЕЙ-
ОКСФОРДА
УЗБЕКИСТАНА**



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗВЕДКИ НЕФТЯНЫХ
И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. Х. АРИФДЖАНОВ

РИФОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ
КАРБОНАТОВ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДА
УЗБЕКИСТАНА
И ИХ РОЛЬ В ГЕНЕРАЦИИ
И АККУМУЛЯЦИИ
УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» Узбекской ССР

ТАШКЕНТ — 1975



УДК:551.351.5:551.762.3:552.578(575.1)

Рифовые комплексы келловей-оксфорда Узбекистана. Арифджанов М. Х.
Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975 г., Табл. — 22, рис. — 42, библиограф. — 357 назв.

В книге обобщен большой фактический материал по петрографии, палеонтологии, геохимии и битуминологии карбонатных образований верхней юры юга Средней Азии. Даны биостратиграфические и экологические особенности рифостроящих и рифолюбящих биоценозов келловей-оксфордского палеоводоема. Описаны петрографические типы карбонатных пород и их закономерности в размещении во времени и пространстве. Приводятся основные критерии рифовых и нерифовых фаций и их значения в поисках различных типов рифовых образований. Приводится обширный аналитический материал по геохимии флюидов и вмещающих их пород.

Освещается роль рифовых фаций в генерации и аккумуляции нефти и природного газа.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением литологии, палеогеографии, геохимии и нефтегазоносности осадочных формаций.

Ответственный редактор
акад. АН УзССР А. М. АКРАМХОДЖАЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей книга — результат многолетних исследований автора в Юго-Западном Гиссаре и на равнинных пространствах Западного Узбекистана. Работа посвящена изучению карбонатной толщи келловей-оксфордского яруса и по насыщенности фактическим материалом превосходит все предыдущие публикации на эту тему.

М. Х. Арифджанов стремился доказать наличие в разрезе формации трех эпох рифообразования, практически повсеместное распространение рифовых массивов в Западном и Южном Узбекистане и далеко за его пределами, а также нефте- и газопроизводящую природу тех частей разреза формации, которые выражены рифовыми массивами.

Работа сопровождается обширным списком литературы, многочисленными рисунками и в целом представляет теоретический и практический интерес. Целесообразность ее публикации в немалой мере обусловлена широкой дискуссией по поводу геологических моделей месторождений, в которых залежи связаны с карбонатной формацией. К сожалению, сущность этой дискуссии отражена лишь в рукописных отчетах и в очень небольшой мере в статьях и авторефератах кандидатских диссертаций.

М. Х. Арифджанов — убежденный сторонник широкого распространения рифовых массивов, и в пользу своей точки зрения приводит множество аргументов. Однако нельзя не заметить, что степень их обоснованности не всегда убедительна. В частности, автору не удалось в достаточной мере доказать наличие трех эпох рифообразования, не подкреплено надежным материалом его утверждение о наличии прослоев глин между комплексами, слагающими рифы этих трех эпох. М. Х. Арифджанов переоценивает возможность определения петрографических типов пород по данным электрокаротажа. На предлагаемых им профилях показана такая высокая степень детальности в выделении прослоев и пластов пород различного петрографического состава, которая превосходит все реальные возможности электрокаротажа. По данным только каротажа практически невозможно отделить доломикрит от микрита, то и другое от биомикрита и т. п. Отсюда возникают неясности по поводу корреляции и некоторых конечных оценок.

Например, очень неубедительным представляется метод, каким М. Х. Арифджанов выделяет кольцевые атоловые рифы. Так, Култакский «кольцевой риф» выделяется путем окольцевания площадей Култак, Айзават, Зеварды и Памук, а Денгизкульский — объединением площадей Уртабулак, Денгизкуль, Хаузак, Самантепе и Мехеджан. В подобных кольцах площадь, лишенная информации, далеко превосходит суммарную

площадь поднятий, по которым имеется скваженный материал, и, кроме того, некоторые из них располагаются в разных тектонических зонах или отделены друг от друга разломами.

Далее, нельзя не заметить, что в своем анализе М. Х. Арифджанов игнорирует факты, которые не совпадают с его точкой зрения. Например, к рифам он относит площади Кандым, Аккум, Парсанкуль, Даяхатын, Кульбешкак, которые могут быть и типичными антиклинальными складками. Эти замечания относятся и к некоторым другим отстаиваемым М. Х. Арифджановым положениям.

Однако полезно опубликовать работу в том виде, в каком она представляется автору, для того чтобы в дальнейшем путем широкой дискуссии разграничить действительное от предполагаемого и тем самым внести вклад в повышение эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ.

Ответственный редактор *А. М. Акрамходжаев.*

ВВЕДЕНИЕ

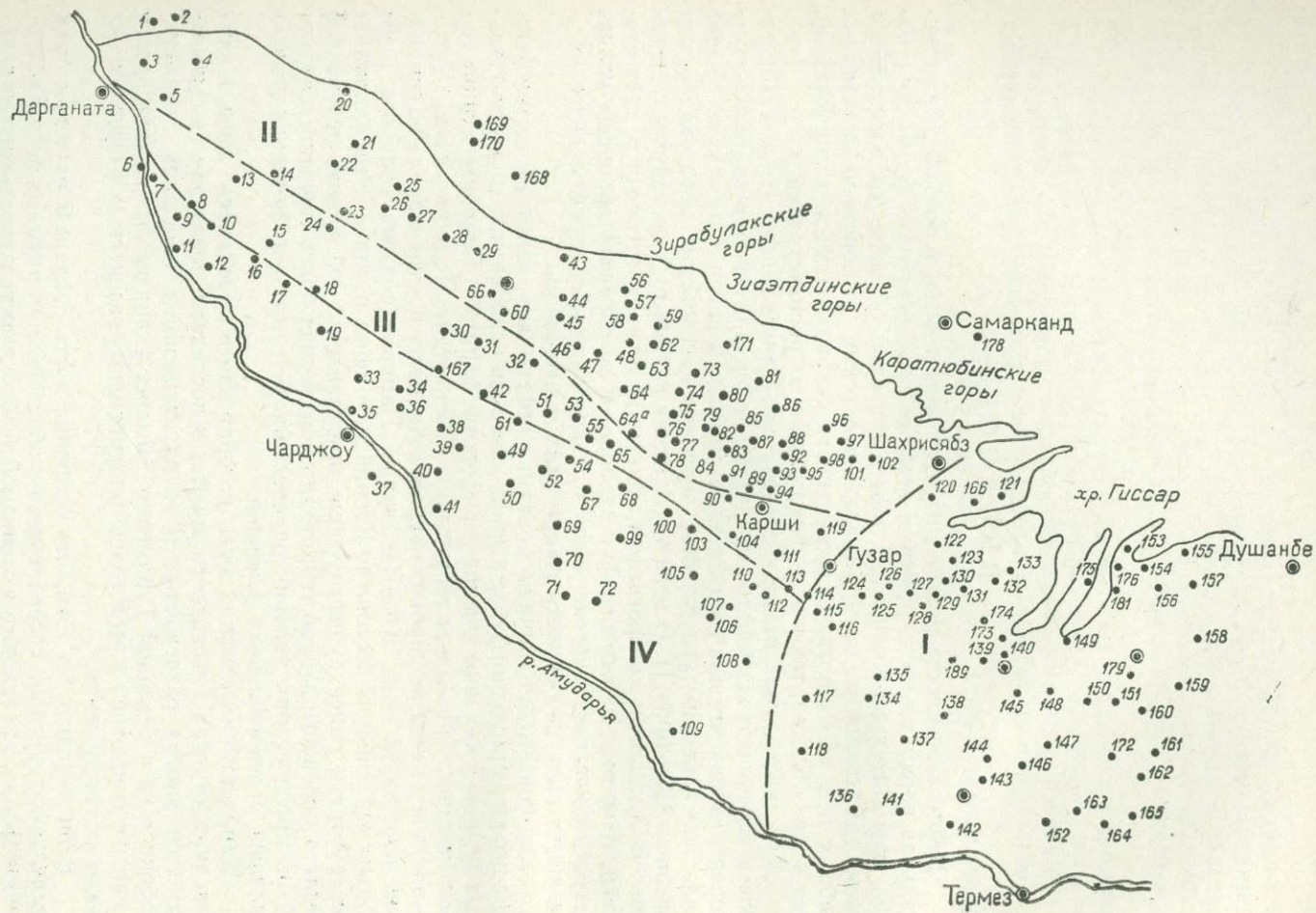
Нефтегазоносность ряда горизонтов юры и мела, в особенности региональная продуктивность рифовых комплексов карбонатной формации верхней юры в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, явилась основанием для широких научно-исследовательских и поисково-разведочных работ с целью обоснования возможности открытия новых месторождений, как в этой области, так и в других районах их распространения.

Как показывают наши исследования (Арифджанов, 1962—1973), рифовые комплексы карбонатов келловей-оксфорда бесспорно являются высокоперспективными для поисков нефти и газа. В связи с этим мы в течение ряда лет проводим углубленное изучение мезозойских образований юга Средней Азии (рис. 1). В ходе выполнения данной работы наряду с разработкой литологии, петрографии, битуминологии, литсфизики, геотектоники, геохимии, палеогеографии карбонатов мезозоя всесторонне изучались петрографические, биогенетические, экологические, морфологические и геохимические особенности фаций этих образований.

Как показывает мировая практика нефтяников, основные месторождения нефти и природного газа в зонах развития карбонатных пород в отдельных регионах связаны именно с рифовыми фациями. Подобные фации широко распространены и на территории Узбекистана, Таджикистана, Туркменистана и в виде нешироких прерывистых полос протягиваются на громадное расстояние — от Юго-Восточного Памира (подзона главного рифа Истыкской зоны) на востоке до Каспийского моря и далее. Это заставляет пересмотреть ранее существующие представления об оценке перспектив нефтегазоносности данной территории и позволяет более уверенно говорить об их прогнозе при условии определенного изменения методики поиска залежей углеводородных флюидов.

Карбонатная формация юры, которая ранее выделялась лишь в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в последние годы вскрыта скважинами на многих разведочных и эксплуатационных площадях Западного Узбекистана и Северной Туркмении. Интерес к данным отложениям возрос в связи с открытием в этой толще продуктивных газоносных и нефтеносных рифовых сооружений.

Если исходить из того, что основная часть залежей на территории исследуемого региона сосредоточена в образованиях рифовых фаций келловей-оксфорда, то становится очевидной необходимость тщательного и углубленного изучения литологии и петрографии пород данной формации. Все это заставляет обратиться к анализу закономерностей размещения генетических типов карбонатных пород и на основе найденных связей приблизиться



к пониманию условий формирования фаций биогенного происхождения, что в конечном счете позволит уяснить их роль и потенциальную возможность для выявления месторождений нефти и газа в карбонатной формации верхней юры Западного и Южного Узбекистана.

Кроме того, одной из наиболее актуальных задач геологии в теоретическом и практическом отношении, как подчеркивает М. М. Грачевский (1969), является проблема синхронизации разнофациальных толщ. Приуроченность определенных скоплений нефти и газа, а также ряда других полезных ископаемых к зонам резких литологических изменений привлекает пристальное внимание к этой проблеме. Резко возрастает интерес к выделению, тщательному изучению и сопоставлению разнофациальных комплексов в теле карбонатной формации келловой-оксфорда исследованного региона, характеристике их литологического состава, геохимических особенностей образования и т. д.

Мы выполняли работу по изучению биогенных фаций келловой-оксфорда Узбекистана, выделению их основных генетических типов, выявлению закономерностей распространения в Бухаро-Хивинской и Южно-Узбекистанской нефтегазоносных областях.

Основной фактический материал собран нами в процессе полевых исследований 1957—1972 гг.

Материалом для литолого-геохимического исследования послужили образцы керн около 235 глубоких буровых скважин и десяти обнажений (рис. 1).

Керновый материал отбирался непосредственно на местах разведок, керн описывался послойно с предварительной общей макроскопической характеристикой. На площадях с ограниченным выносом керн для получения более полного представления о составе пород по простиранию послойный отбор керн производился по нескольким скважинам с одной и той же разведочной площади. Собранные таким образом данные дополнялись электрометрическими диаграммами. При составлении резервов по отдельным скважинам увязывались между собой данные буровых журналов, описания керн и кривые каротажных диаграмм.

Рис. 1. Обзорная карта.

I — Гиссарская зона: 11* — Мавланкудук, 115 — Карабай, 116 — Белеснайвак, 117 — Кокмияр, 118 — Гаурдак, 120 — Таллы, 121 — Шурасан, 122 — Лянгар, 123 — Кукабулак, 124 — Караил, 125 — Гумбулак, 126 — Мобик, 127 — Адамташ, 128 — Бабасурхан, 129 — Кантау, 130 — Гаухана, 131 — Карасирт, 132 — Кызыккав, 133 — Чакчар, 134 — Карачагата, 135 — Хаджишпак, 136 — Карлюк, 137 — Кугитанг, 138 — Хатак, 139 — Дербент, 140 — Аулат, 141 — Актаг, 142 — Каракурт, 143 — Ширабад, 144 — Калламазар, 145 — Гаджак, 146 — Истара, 147 — Бандыхана; 148 — Шакарлыкастана, 149 — Хауз, 150 — Аккапчигай, 151 — Шурчи, 152 — Джаркурган, 153 — Кундаджувас, 154 — Шаргунь, 155 — Гурфатма, 156 — Такчиян, 157 — Ригар, 158 — Каракуз, 159 — Чаррох, 160 — Кшчека, 161 — Акбулак, 162 — Талдыбулак, 163 — Кокайты, 164 — Актау, 165 — Досманага, 166 — Уртакишлак, 172 — Ляльмикар, 174 — Чакчар, 173 — Санджар, 175 — Дибадан, 176 — Гурут, 179 — Миршади, 180 — Мачай, 181 — Хандиза;

II — Бухарская зона: 1 — Лаккон, 2 — Кирган, 3 — Аузбай, 4 — Даутепе, 5 — Янгиквазган, 14 — Аладагир, 20 — Ащикудук, 12 — Каракир, 22 — Газли, 23 — Ташкудук, 25 — Кухнагумбас, 26 — Курбанаги, 27 — Атабор, 28 — Рометан, 29 — Галаасия, 66 — Свердловка, 169 — Янгикудук, 170 — Агачли, 171 — Тувактау, 43 — Куюмазар, 44 — Пролетарабад, 45 — Мамаджургата, 46 — Сарыташ, 47 — Караулбазар, 48 — Джаркак, 56 — Каранз, 57 — Шурчи, 58 — Акдзар, 59 — Майткара, 60 — Чукурукуль, 62 — Сеталантепа, 63 — Юлдузак, 64 — Карачукур, 73 — Шурсай, 74 — Шортена, 75 — Шумак, 76 — Северный Мубарек, 77 — Южный Мубарек, 78 — Западный Маймацак, 79 — Ходжихайрам, 80 — Кызылрабат, 81 — Майдаджой, 82 — Актепе, 83 — Юж. Актепе, 84 — Каракум, 85 — Карабаир, 86 — Байбурак, 87 — Андабазар, 88 — Раимсуфий, 89 — Зап. Карактай, 91 — Кассантау, 92 — Ходжикудук, 93 — Карактай; 94 — Кунгуртау, 95 — Ташлы, 96 — Зап. Гардан, 97 — Гардан, 98 — Сарыча, 101 — Азляртепе, 102 — Увада, 64а — Карим, 168 — Аккудук, 178 — Самаркандская опорная скважина;

III — Каракульская зона: 8 — Кульбешкак, 10 — Союзмин, 13 — Учкыр, 15 — Парсанкуль, 18 — Ходжи, 24 — Кимерек, 30 — Бештепе, 31 — Чандыр, 32 — Кукка, 42 — Гавана, 51 — Кемачи, 53 — Зекри, 55 — Испанлы, 65 — Кошрабат, 90 — Сев. Камаша, 104 — Бешкент, 111 — Янгикент, 119 — Джанбулак, 167 — Хасанкуль;

IV — Амударьинская зона: 6 — Гугуртли, 7 — Даяхатын, 9 — Хаджиказган, 11 — Кабаклы, 12 — Узбеккудук, 16 — Аккум, 17 — Хатар, 19 — Кандым, 33 — Зап. Алат, 34 — Алат, 35 — Фараб, 36 — Киштуван, 37 — Сакар, 38 — Чаштепа, 39 — Хаузак, 40 — Самантепе, 41 — Паразым, 49 — Дегикуль, 50 — Мехиджан, 52 — Уртабулак, 54 — Кушаб, 61 — Куркудук, 67 — Зеварды, 63 — Памук, 69 — Тангикудук, 70 — Пиркудук, 71 — Сундуклы, 72 — Ширинкудук, 99 — Культак, 100 — Айзават, 103 — Камаша, 105 — Нишан, 106 — Зап. Аляуды, 107 — Центр. Аляуды, 108 — Джурамерган, 109 — Киркидаг, 110 — Зап. Каракир, 112 — Куруксай, 113 — Шортан.

В случае ограниченного и неравномерного выноса керна каротажная диаграмма являлась обязательным материалом для получения более полного представления о разрезе.

В основу работы положены результаты литолого-геохимического изучения каменного материала из скважин разведочных и промысловых площадей, а также естественных обнажений, выполненного автором и сотрудниками лаборатории литологии и палеографии ИГИРНИГМа. Всего при выполнении настоящей работы произведено 50000 анализов.

Таким образом, собран и проанализирован большой фактический материал, но комплекс исследований еще не завершен.

Родовой и видовой состав фауны и флоры определен при помощи «Атласа карбонатных пород» В. П. Маслова (1937), сборника «Основы палеонтологии», справочника для палеонтологов и геологов СССР (1963).

При составлении работы, кроме собственных исследований, нами использован геолого-геофизический материал трестов «Каршинефтегазразведка» и «Бухаранефтегазразведка» Министерства геологии УзССР.

В проведении полевых и камеральных работ, подготовке и оформлении графических и табличных материалов участвовали Б. Абдуллаев, К. Эшманов, Н. З. Рахматуллаев, К. А. Аманназарова, Н. К. Акбальянц, М. А. Глебова, Р. П. Колбина.

А. Ю. Хатамбеков, А. Г. Ибрагимов, Н. Х. Алимухамедов предоставили все возможности для отбора kernового материала скважин. При написании работы автором учтены ценные советы А. Г. Бабаева, Х. Х. Авазходжаева и М. Э. Эгамбердыева.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР РАССМАТРИВАЕМОГО РЕГИОНА

В пределах исследованной нами территории развиты образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Первые из них обнажаются лишь в ядрах некоторых антиклинальных структур. В Западном Узбекистане они обнаружены в ступенчатом склоне северо-восточного борта Амударьинской впадины и представлены мощным и разнообразным комплексом мезозойских и кайнозойских образований, залегающих на разных горизонтах сильно метаморфизованных осадочных, изверженных и дислоцированных пород.

Среди последних И. Х. Хамрабаев (1958) для Западного Узбекистана выделяет четыре комплекса магматических пород: 1) верхнесилурийский (каледонский) основных эффузивов; 2) девонский кислый вулканогенный; 3) среднекарбонный основных и ультраосновных пород; 4) верхнекарбонный комплекс гранитоидных интрузий, расчленяющийся на глубинные интрузивные и субвулканические фации. И. Х. Хамрабаев подчеркивает, что почти все палеозойские массивы Западного Узбекистана сложены четвертым комплексом верхнекарбонных интрузий и эффузий.

Как указывает А. Г. Бабаев (1966), по степени метаморфизованности осадочные породы палеозоя рассматриваемой территории подразделяются на слабо-, сильнометаморфизованные и неметаморфизованные, а по природе геологических процессов, вызывающих метаморфизацию пород, на контактово-метаморфические, динамо-метаморфические, регионально-метаморфические и пелитометаморфические.

Наиболее широко распространены слабо и сильно преобразованные породы за счет регионального метаморфизма. Они в основном выражены тонкослоистыми филлитами, глинисто-серицитовыми, глинисто-угленосными сланцами, аргиллитами сланцеватой структуры, алевролитами с кварц-серицитовым цементом.

Пространственное распределение указанных типов пород фундамента для данной территории довольно подробно изложено в работах Х. Узакова (1963), А. М. Черыгина (1964) и А. Н. Симоненко (1973).

Пермо-триасовые отложения наиболее полно выражены в северной и южной впадинах Устюрта, а также широко развиты в Амударьинской приразломной зоне. Здесь он вскрыт скважинами на Питнякском поднятии (Бабаев, 1959, Акрамходжаев и др., 1962).

Для полноты освещения литолого-геохимического строения карбонатной формации верхней юры необходимо хотя бы кратко остановиться на истории развития исследованной территории и смежных с ним районов в юрское время.

Имеющийся фактический материал и данные ряда исследователей

позволяют рассматривать всю территорию Узбекистана в нижне- и среднеюрское время как обширную равнинную страну с пологовсхолмленным рельефом, с общим наклоном на юго-запад.

Наиболее приподнятая зона в данный период располагалась в Кызылкумах и в районе Туркестанского хребта. В пределах зоны седиментации местами выделялись отдельные небольшие поднятия — более или менее расчлененные структурно-эрозионные элементы. Начиная с нижней юры, опускания постепенно захватывают все новые и новые области, причем основные фокусы погружений устойчиво располагались в юго-западных отрогах Гиссара и на юге Бухаро-Хивинской области. Вместе с тем, только в юго-западные отроги Гиссара уже в нижнеюрскую эпоху временами мигрировала краевая часть нижнеюрских морей.

Тенденция юрских морей к проникновению в юго-восточную часть Средней Азии более определенно проявилась в байосе и особенно в бате. Однако и в эти века основная площадь развития морских отложений нижней и средней юры не распространялась за пределы юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Климат в указанном отрезке времени был гумидным, благоприятным для развития растительного покрова и способствовал преобразованию растительных остатков в углистое вещество.

Иное строение имеют верхнеюрские отложения, применительно к ним уже нельзя говорить даже в самых общих чертах о генетической однотипности. В верхнеюрскую эпоху условия осадконакопления в седиментационных зонах изменились. Наиболее полно верхнеюрские отложения представлены в юго-западных отрогах Гиссара. Разрезы здесь являются эталонными, относительно подробно охарактеризованы фауной и расчленяются на две формации: карбонатную (келловой-оксфорд) и соляно-гипсово-ангидритовую (кимеридж-титон).

Юрские отложения в пределах Кызылкумских палеозойских поднятий и в их юго-западных склонах отсутствуют, но юго-западнее, под чехлом меловых и кайнозойских отложений на Бухарской и Чарджоуской ступенях, за редким исключением, юрские отложения развиты всюду и полностью вскрыты глубокими буровыми скважинами.

Выходы юры на дневную поверхность известны лишь в горных обрамлениях: на юго-западе — в области Восточного Копетдага и Бадхыза, на юге — в области Банди-Туркестана, на юго-востоке — в юго-западных отрогах Гиссара, где юра полностью выведена на поверхность и расчленяется на три отдела.

Стратиграфическая полнота разрезов в пределах различных тектонических элементов неодинакова. Как уже упоминалось, в области Кызылкумского древнего поднятия отложения юры, если не учитывать единичные мелкие пятна, отсутствуют. На пространствах Бухарской ступени, за исключением поднятий (типа Газлинского), полностью развиты только верхнеюрские образования, и только на Чарджоуской ступени и юго-западнее разрез юры представлен полностью. Там, где юрские отложения вскрываются только буровыми скважинами, нижнеюрские осадки из-за отсутствия достаточного количества палеонтологических данных самостоятельно не выделяются и объединяются со среднеюрскими (нерасчлененная толща J_{1+2}). В областях унаследованно развившихся поднятий нижнеюрские отложения, как правило, отсутствуют (Кызылкумское, Газлинское, Каганское, Мубарекское и др.), и только в юго-восточной части хребта Ауминзатау установлено небольшое «пятно» пестроцветной континентальной толщи с растительными остатками верхнеюрского возраста (Давлятов, Эгамбердыев, 1959).

На Бухарской ступени в прогибах (Тузкойский, Рометанский, Ямбашинский и др.), разделяющих упомянутые поднятия, присутствие нижне-

юрских отложений устанавливается по единичным находкам остатков растений и спорово-пыльцевым комплексам.

Нижняя граница нижнеюрских отложений легко отбивается там, где они на подстилающих породах залегают несогласно, но там, где юра и триас представляют непрерывный разрез, граница между ними условная, и осадки их выделяются как нерасчлененные образования рэт-лейаса (Султансанджар, Кимирек, Фараб, Кугитанг и др.).

Судя по наличию постепенного перехода верхнетриасовых отложений в нижнеюрские также и на территории Северного Афганистана и Харасана, контакт триаса и юры в более погруженных частях Хива-Мургабской впадины согласный.

Нижнеюрские образования сложены преимущественно терригенными, в нижней части нередко грубозернистыми глинистыми, а в южных разрезах — угленосными породами. Мощности нижнеюрских пород в юго-западных отрогах Гиссара, по данным различных исследователей, достигают 200—340 м.

Среднеюрские отложения распространены относительно шире, но и они на ряде структур Бухарской ступени отсутствуют (Янгикудук, Курбанали, Кухнагумбас, Атбакор, Караулбазар, Караиз, Андабазар и др.). Так же как и нижнеюрские, они наиболее полные в юго-западных отрогах Гиссара. Для среднеюрских отложений характерны преимущественно терригенные образования, но главным образом морского происхождения. На севере района, в пределах Бухарской и Чарджоуской ступени, среднеюрские отложения в основном сложены мелководными образованиями, представленными песчаниками, глинами и алевролитами. В юго-западных отрогах Гиссара мощность среднеюрских пород составляет 220—400 м.

Мощность среднеюрских и нижнеюрских отложений колеблется в широких пределах: на территории Бухарской ступени от 0 до 400, на Чарджоуской 200—400 м, на площадях Чарджоу, Дарганата и др. 500—1400 м в прогибах (Кабаклы, Султансанджар, Кимирек и др.). Верхняя граница среднеюрских образований характеризуется изменением литологического состава: терригенные породы сменяются преимущественно карбонатными. Граница их проводится по подошве глинистой пачки с келловейской фауной.

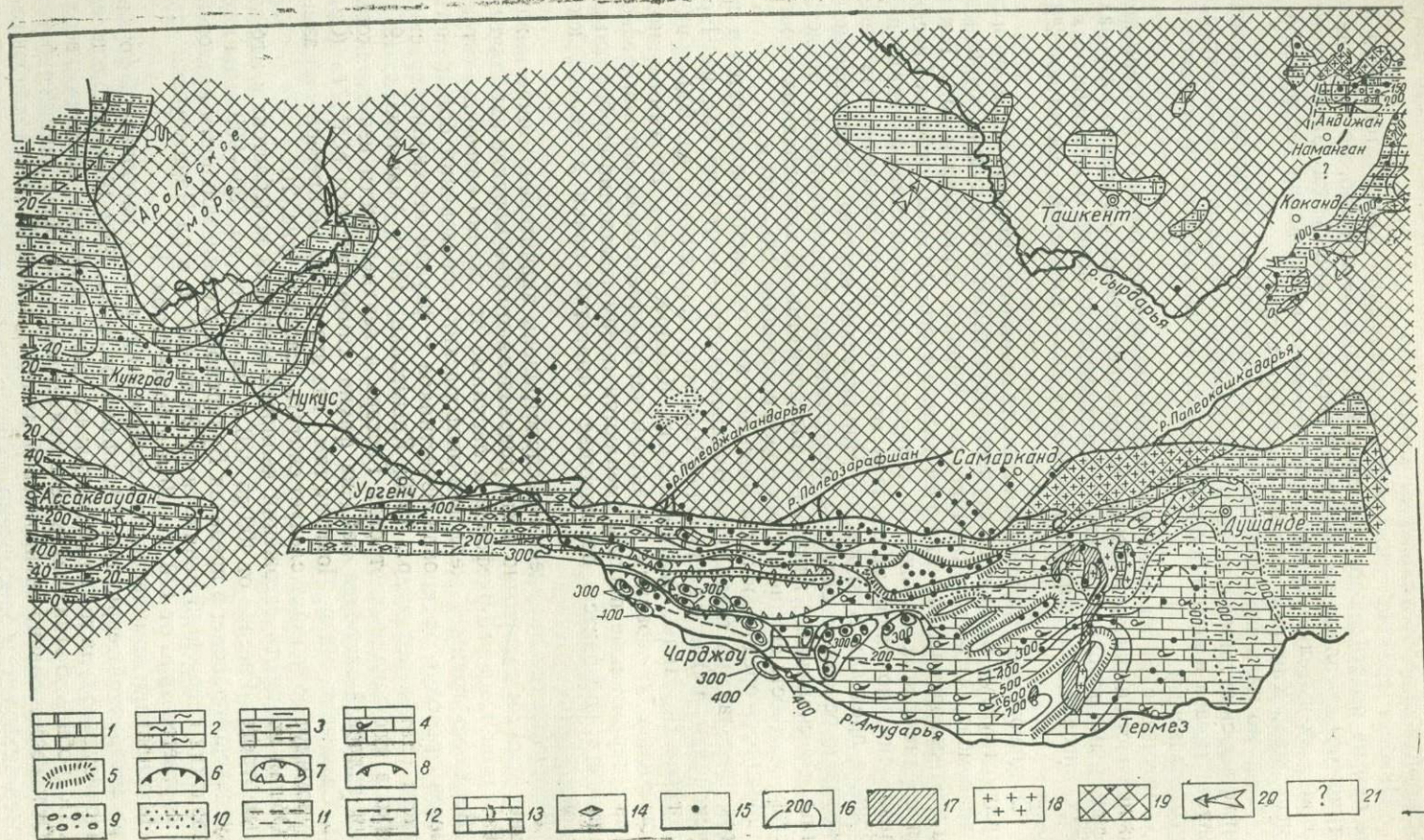
Верхнеюрские отложения распространены значительно шире нижне-среднеюрских и достаточно четко подразделяются на морские карбонатные образования келловей-оксфорда и лагунные отложения кимеридж-титона.

Верхнюю границу келловей-оксфордских образований большинство геологов проводят по кровле известняков с фауной верхнеоксфордского возраста (Вахрамеев и др., 1936; Крымгольц, 1957; Аманниязов, 1971). Однако в юго-западных отрогах Гиссара в верхней части известняковой толщи келловей-оксфорда найдена фауна кимериджского возраста (Сикстель, Станкевич, 1964). Поэтому там, где эта толща не претерпела размывов, упомянутую границу следует считать условной (рис. 2).

Общая мощность отложений келловей-оксфорда колеблется: в юго-западных отрогах Гиссара от 400 до 480 м на севере до 700—900 м на юге, в Гаурдакском районе; в пределах Бухарской ступени мощности келловей-оксфордских отложений меняются от 25 до 400 м, а на Чарджоуской ступени соответственно от 170 до 500 м и более (табл. 1).

На основании комплексного исследования разрез карбонатной формации рассмотренной территории (Арифджанов М. Х., 1962, 1964) подразделен нами (снизу вверх) на три самостоятельные свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Подробнее об этих свитах речь пойдет во второй главе данной работы.

Отложения соляно-ангидритовой толщи, перекрывающей карбонаты келловей-оксфорда, в описываемом районе не расчленяются и рассматри-



ваются совместно как нерасчлененная толща условно кимеридж-титонского возраста. С. Н. Михайловский (1924), В. А. Вахрамеев и др. (1936), Н. П. Петров (1953), С. Н. Симаков (1952), А. Г. Бабаев (1957), К. А. Сотириади (1964), А. Г. Бабаев, Т. С. Раубходжаева (1972) и многие другие к кимеридж-титону относят осадки Гаурдакской свиты, а П. П. Чуенко (1937), Н. П. Луппов (1959) и Е. А. Репман (1964) к кимеридж-титону, кроме того, отнесли глинистую часть вышележащей карабильской свиты.

В настоящее время, как указывают А. Г. Бабаев, Т. С. Раубходжаева (1972), существуют две точки зрения о возрастном положении соляно-ангидритовой формации: А. В. Данов, В. И. Браташ и др. считают, что она имеет нижнемеловый возраст, В. А. Вахрамеев, И. П. Херасков, Н. П. Луппов, Е. А. Репман, А. Г. Бабаев, Г. Х. Дикенштейн, С. Н. Симакон, Н. П. Петров, Ю. В. Станкевич, и др. — кимеридж-титонский. Осадки кимеридж-титона наиболее полно представлены в юго-западных отрогах Гиссара и в юго-восточной части Чарджоуской ступени.

На Бухарской ступени соляно-ангидритовая формация, как правило, представлена маломощным (20—60 м) пластом ангидрида.

С подстилающими оксфордскими и покрывающими карабильскими образованиями породы данной формации связаны постепенным переходом, поэтому верхняя граница гаурдакской свиты также часто является условной.

Мощность формации колеблется в юго-западных отрогах Гиссара от 50 м на севере до 850 м на юге, на Бухарской ступени от 0 до 40 м, на Чарджоуской ступени от 50 до 800 м (Култук), а к юго-западу от Чарджоуской ступени, по геофизическим данным, около 1300 м и более (табл. 1).

Нижнемеловые отложения подразделяются на неоком-аптские: внизу красноцветные, выше сероцветные, мощностью от 190 (Газли) до 600 м (юго-восток) и альбские сероцветные мощностью от 50 (Султан-Уиздаг) до 400 м (юго-западные отроги Гиссара). Верхнемеловые отложения сложены образованиями сеномана, турона, сенона и в некоторых разрезах отложениями датского яруса, представленными главным образом морскими терригенными отложениями, а по окраинам бассейна накоплениями континентальных пестроцветных пород. В составе сеноманских отложений мощностью от 140 (Кульджуктау) до 300 м (Байсун) выделяются два (IX—X) продуктивных горизонта. Наибольшая мощность верхнего мела наблюдается в районе Гаурдака (1670 м), тогда как на площадях Газлинского и Каванского поднятий она всего лишь около 800 м.

Кайнозойские отложения в Бухаро-Хивинской области представлены морскими осадками палеогена и континентальными красноцветными образованиями неогена. Общая мощность палеогена измеряется несколькими сотнями метров, тогда как мощность в других районах — от 50 до 3500 м. Четвертичные образования слагаются эоловыми и делювиально-пролювиальными осадками. В области, тяготеющей к зоне Бухарской ступени, они выполняют ряд молодых впадин и вместе с неогеном и палеогеном достигают значительной мощности (например, в Рометане около 800—900 м).

Рис. 2. Фациально-палеогеографическая карта карбонатной формации верхней юры юга Средней Азии. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, (для Каракалпакской части Устюрта использованы фактические данные А. М. Акрамходжаева, Х. Х. Авазходжаева и др.; для Ферганской впадины — И. А. Симоненко; для Приташкентского района — В. А. Захаревича, Муталова Х. Ю., 1974).

1 — фации краевого отстойного (лагунного) пояса. 2 — фации пояса барьерных рифов, 3 — фации пояса межрифовых отстойно-иловых образований, 4 — фации пояса атолловых и одиночных рифов, 5 — зона развития биогерм, 6 — зона развития кольцевых атоллов, 7 — зона развития биостром, 8 — зона развития биостром, местами переходящих в биогермы, 9 — гравелиты, 10 — песчанники, 11 — алевролиты, 12 — глины, 13 — известняки, 14 — доломиты, 15 — пункты исследования, 16 — линии равных мощностей, 17 — выходы пород карбонатной формации на поверхность, 18 — область последующего размыва пород карбонатной формации, 19 — суша, 20 — направление сноса, 21 — районы с невыясненным геологическим строением.

Таблица I

Мощности верхнеюрских отложений юга Средней Азии, м

Район	Верхняя юра			Район	Верхняя юра		
	карбонатная формация	соляно-ангидритовая толща	карабильская свита		карбонатная формация	соляно-ангидритовая толща	карабильская свита
Гиссарская зона				Андабазар	184		
Белеснайнак	193—269	665	200	Ранмсуфи	176	5	100
Гаурдак	725	1000		Қарактай	245—408	28	94
Шурасан	202	30	50	Ходжикудук	165		
Лянгар	365	220		Кунгуртау	296	43	193
Гумбулак	493	445	186	Ташлы	127—197	21	96
Адамташ	257—531	450	187	Зап. Гардан	141		
Кугитанг	670	950		Сарыча	153—161	6	100
Хатак	630	700		Азляртепе	146—172	14	84
Дербент	410	625		Пролетарабад	88—113	34	29
Аулат	300			Мамаджургата	180	22	51
Шаргунь	255	345	435	Каракульская зона			
Мачай	420			Кульбешкак	333—390	82	44
Бухарская зона				Учкыр	140—352	15	61
Кирган	32	—	41	Парсанкуль	338	30	48
Аузбай	140	—	70	Ходжи	330	81	51
Даутепе	115	—	42	Қимерек	202—353	29	58
Янгиказган	152—291	—	62	Қокча	312	102	87
Аладагир	157—212	—	60	Қемачи—Зекры	194—360	334	111
Ашикудук	115	—	16	Сев. Камашы	199	512	158
Қаракыр	20	—	26	Хасанкуль	299		
Газли	0—66	—	60	Амударьинская зона			
Ташкудук	97—119	—	26	Гургуртли	300—400	39	20
Кухнагумбас	80—40	—	26	Даяхатын	330—346	46	78
Қурбанали	—	—	13	Ходжиказган	280—391	102	94
Атбакор	54—102	—	56	Қабақлы	418—449	275	72
Рометан	51—82	8	53	Узбеккудук	382	204	70
Галлаасия	129	14	50	Аккум	321—390	52	46
Свердловск	206—213	31	71	Кандым	305—322	56	83
Қуюмазар	62	—	15	Алат	353—493	203	73
Сарыташ	50—132	20	66	Фараб	297—407	329	59
Қараулбазар	48—128	26	60	Сакар	451	153	69
Джаркак	109—147	22	54	Чаштепе	318	219	111
Қараиз	50—93	—	20	Хаузак	250—370	375	85
Шурчи	50	—	20	Самантепе	204—394	405	100
Ақджар	82—121	9	28	Наразм	426—600	645	155
Майткара	91	—	16	Денгизкуль	265—426	610	103
Чукуркуль	221—262			Мехеджан	390	480	150
Сеталантепе	103	26	96	Уртабулак	260—560	629	156
Юлдузкак	126	13	51	Зеварды	226—372	590	143
Қарачукур	221	27	72	Памук	226—365	510	140
Шурсай	197	8	32	Қултак	180—285	862	164
Шуртепе	180—214	8	64	Айзават	240	724	128
Шумок	222—273	12	116	Қамашы	206	494	153
Сев. Мубарек	280—378	32	98	Мешекли	115	—	5
Юж. Мубарек	110—327	30	113	Увада	104—120	—	55
Зап. Майманак	189	393	100	Қарим	310—392	55	134
Хаджи хайрам	219—298	74	120	Каракалпакская часть Устюрта			
Қызылдрат	173—185	16	104	Алмабет	95	—	
Майдаджой	90	13	68	Чукур	52	—	
Актепе	277	17	123	Теренкудук	7	—	
Қаракум	165—296	110	98				
Қарабаир	202—299	15	84				
Байбурак	115—185	20	72				

Район	Верхняя юра			Район	Верхняя юра										
	карбонатная формация	соляно-ангидритовая толща	карабильская свита		карбонатная формация	соляно-ангидритовая толща	Карабильская свита								
Бейгерек	9	—	—	Копет-Даг											
Центр. Харой	21	—	—												
Вос. Харой	22	—	—												
Сарытекиз	0	—	—												
Кабанбай	40	—	—												
Куаныш	38	—	—												
Агинин	49	—	—												
Курлук	42	—	—												
Бакуш	38	—	—												
Каракудук	24	—	—												
Аламбек	12	—	—												
Айжанкос	—	—	—												
Приозерная	23	—	—												
Кунград	23	—	—												
Коскала	19	—	—												
Кохпахты	0	—	—												
Отынчи	76	—	—												
Тасаюк	15	—	—												
Юж. Тасаюк	41	—	—												
Шапахты	70	23	—	Северо-Западная Туркмения											
Ассакеудан	70	22	—												
Николаевская	203	20	—												
Узункуя	170	28	—												
Агиниш	37	—	—												
Вост. Ассакеудан	200	47	—												
Кассор	26	20	—												
Уру	—	—	—												
Айбугир	160	38	—												
Большой Балхан								Северная и Центральная Туркмения							
Иртык-Бурун	42	—	—												
Борджоклы	152	66	—												
Карайман	25	—	—												
Геркез	20	—	—												
Огланлы	167	24	—												
Кяриз	165	47	—												
Оримлидже	494	47	—												
Арлан	160	—	—												
Экерем	210	—	—												
Туаркырь				Приташкентский район											
Кяфигшем	20	—	—												
Огры-Даг	24	—	—												
Туэр	14	—	—												
Куралы-Тюбе	19	—	—												
Бейнеу	37	—	—												
Куба-Даг								Ферганская впадина							
Куба-Севгир	66	195	—												
												Ангрен			
												Полтарацкий, скв. 5			
				Шредер											
				Подшаата											
				Аркит											
				Майлису											
				Вост. Избаскент											
				Кугарт											
				Алдыяр											
				Ходжиабд											
Юж. Аламышик															
Бастон															
Абшир															
Ятан															
Анджидан															
Палванташ															
Найман															
Кувасай															
Шор-Су															
Шураб															
Гарм															

* Нижняя часть формации отсутствует

ГЛАВА II

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ФОРМАЦИИ

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ КАРБОНАТОВ

В связи с интенсивным проведением поисково-разведочных работ на нефть и газ в различных районах Средней Азии накопился значительный фактический материал, позволяющий осветить некоторые особенности строения и развития карбонатных образований верхней юры. Повышенный интерес к этим отложениям вызван тем, что в нефтегазоносных районах они влияют на наличие и характер размещения нефтяных и газовых залежей.

Карбонатная формация верхней юры исследованной территории в работах некоторых авторов (Вахрамеев и др., 1936; Петров, 1941; Данов, 1937) фигурирует в качестве однородной толщи монотонных известняков. Однако многие исследователи (Чуенко, 1931; Чикрызов, 1955; Бабаев, 1959; Томашаев, 1963; Троицкий, 1962; Абетов, 1964) показали, что это представление не соответствует действительности и требует серьезнейших поправок. Наши исследования (Арифджанов, 1962—1967 и др.) также вскрывают генетическую и тем более петрографическую неоднородность пород карбонатной формации, причем каждому генетическому типу известняков свойственна определенная литолого-петрографическая характеристика, структурные и текстурные признаки, окраска, крепость и другие особенности. Более того, выявляется приуроченность основных генетических типов пород к определенным секциям разреза и это свойство удается проследивать на значительном расстоянии.

Прежде чем дать развернутую характеристику каждому из выделенных типов известняков, вкратце остановимся на принятой нами методике литолого-петрографических исследований карбонатных пород.

Несмотря на стремление исследователей создать единую схему классификации карбонатных пород, отвечающую всем требованиям современной геологии и отражающую все возможные аспекты карбонатообразования, ни одна из существующих классификационных схем не может претендовать на универсальность и полноту. Существующие схемы в основном разработаны на материале какого-либо района или определенного возраста карбонатных пород и отражают именно те типы, которые присущи только этому району или возрасту.

Карбонатные породы, в частности известняки, широко развиты почти во всех геологических системах и весьма разнообразны по происхождению, структуре и вещественному составу, вследствие чего среди них выделяется много типов и их разновидностей. Этими и другими причинами можно объяснить наличие многочисленных классификаций карбонатных пород, методов их изучения и описания.

Известны классификации В. Ильина (1911), Гришвальда (1912), Грабау-Лапарана (J. Laparent, 1923), А. Н. Заварицкого (1927), С. Г. Вишня-

кова (1933), Пиа (1933), Н. М. Страхова (1933), М. С. Швецова (1934), Ю. В. Морочевского и Т. Б. Поленова (1934), Кинда и Огорокова, Кайе (L. Saueux, 1935), Г. И. Теодоровича (1935), М. В. Муратова (1935), С. С. Виноградова (1937), Н. В. Фролова (1939), Н. В. Краснова и Ю. В. Семеновского (1956), А. М. Габрильяна (1957), И. В. Хворовой (1958), Р. Л. Фолка (R. L. Folk, 1959), К. В. Вольфа (K. V. Wolf, 1960) и др.

Большинство из указанных классификационных схем, составленных до 1940 г., приведено в работе М. В. Муратова (1940). Как указывает С. С. Виноградов (1951), все схемы построены принципиально различно и по разному трактуют даже основные типы карбонатных пород. Но общей чертой является то, что ни физико-механические, ни литологические свойства пород в этих схемах не учитываются.

В ОСТ НКТП 6436/354 для известково-глинисто-магнезиальных пород по химическому составу выделяется 17 их разновидностей. В этой классификации, как отмечает далее С. С. Виноградов, слишком большое место отводится высокомагнезиальным породам, редко встречающимся в природе, а также малокарбонатным глинистым породам. В то же время термин «известняк» употребляется не всегда оправданно, в этой породе содержание глинистых веществ (в пересчете на прокаленное вещество) достигает 16,1%.

В этой классификации (ОСТ НКТП 6436/354) имеются также и очень неудачные названия пород, как например, доломитизированный магнезит, глинисто-доломитовый магнезит.

1636
Определение наименования какой-либо породы с помощью номенклатуры данного стандарта возможно лишь после пересчета ее химического состава, что затрудняет пользование классификацией и умалывает ее значение с точки зрения специалистов, имеющих дело с породами в их естественном состоянии.

Классификация Кинда и Огорокова (1934), как подчеркивает С. С. Виноградов, сравнительно мало отличается от предыдущей, в основу которой она положена, и является по существу классификацией не карбонатных, а известково-глинисто-магнезиальных пород.

Существенным недостатком классификации С. Г. Вишнякова (1933), по С. С. Виноградову, является то, что в ней слишком много места отводится малокарбонатным породам, подразделенным к тому же на песчаные и глинистые разновидности. Такое подразделение по данным одних химических анализов без подтверждения минералогическими исследованиями всегда условно. Необходимость предварительного пересчета химического состава породы на кальцит и доломит или вычисления отношения CaO к MgO усложняет пользование классификацией и затрудняет ее практическое применение.

Классификация М. В. Муратова (1940) также включает богатые глинистыми веществами породы и глины. Для нее характерно сравнительно небольшое количество выделяемых типов пород (Виноградов, 1951).

При определении пород по классификации Н. Б. Фроловой (1939) необходимо произвести пересчет результатов химических анализов на доломит, кальцит и песчано-глинистую часть, а затем содержание этих компонентов привести к 100% (Виноградов, 1951).

В классификации Г. И. Теодоровича (1950), построенной как и многие другие, на основе треугольника известняк—доломит—глина, слишком много места отводится глинистым породам. Кроме того, для нее, как указывает С. С. Виноградов, характерно чрезмерное широкое применение названия «мергель». Название «известняк» присваивается только породам, содержащим не более 10% глинистых веществ. Разделение пород по содержанию доломитовых и глинистых примесей в этой классификации, как отмечает С. С. Виноградов, не отвечает потребностям практики.



В классификации карбонатных пород С. С. Виноградова (1951) недостатки указанных выше схем в известной мере устранены. Основной целью данной классификации, как и предыдущих, является промышленная оценка карбонатных пород. Поэтому в них не рассматривается фашиально-генетическая сторона карбонатообразования.

Схемы Н. М. Страхова и С. Г. Вишнякова, как указывает И. В. Хворова (1958), очень близки между собой. Схема М. В. Муратова, хотя и проще, как отмечает вышеуказанный автор, но едва ли может быть применима, так как в ней к чистым известнякам относятся породы, содержащие до 20% доломита. Присутствие доломита или кальцита в количестве свыше 5% и уже во всяком случае свыше 10% весьма ощутимо сказывается на структуре пород. Такие породы существенно отличаются от чистых известняков и по происхождению. По данным И. В. Хворовой, в седиментационных доломитах содержание CaCO_3 всегда меньше 5%, тогда как в метасоматических — больше этой величины. И. В. Хворова отмечает, что схема Г. И. Теодоровича практически мало пригодна, так как пользоваться ей возможно при наличии большого количества анализов. Схема М. Э. Ноинского, напротив, слишком упрощена и не может быть применима в детальных геологических исследованиях.

За прошедшую четверть века, как отмечают Г. Д. Биссел и Д. В. Чилингар (H. J. Bissell, G. V. Chilingar, 1970), за рубежом были опубликованы различные классификации осадочных карбонатных пород. Многие из них заслуживают внимания.

Многие классификационные схемы опубликованы в трудах симпозиума «Классификация карбонатных пород» американской ассоциацией геологов-нефтяников (1962) и в работе указанных выше авторов. Вкратце остановимся на некоторых из них.

Плюмлей и др. (W. J. Plumley, 1962) разработали схему классификации известняков, которая включает показатель гидродинамического режима и тем самым дает более надежную информацию об условиях среды осадконакопления. Данхэм (R. J. Dunham, 1962) различал разновидности карбонатных пород на основании осадочно-структурных признаков; эти разновидности включают: 1) пелитоморфный известняк (менее 10% зерен), 2) известковую вакуу (более 10% зерен), 3) известняк с цементом соприкосновения, 4) зернистый известняк и 5) «боундстоун». ПреЙ и Врей (L. C. Gray, J. L. Wray, 1963) указывали, что данная классификация весьма полезна при изучении пенсильванских пористых водорослевых известняков.

Предложенная Бринкамп и Пауэрс (1958) классификация оказалась практически полезной при исследовании верхнеюрских известняков Аравийского нефтегазоносного бассейна. В классификационной схеме Томаса (1962) карбонатные породы группируются по структурному признаку и величине их пористости. Нильсон и др. (1962) классифицируют известняки по главным видам организмов, участвовавших в отложении. Эти авторы рассмотрели вопросы, связанные с применением терминов риф, биогерма, биостром и банка, а также дали некоторые рекомендации по их правильному использованию.

Имбрия и Перды (1962) предприняли попытку классифицировать современные карбонатные отложения Багамских банок. В схеме этих авторов выделено пять фаций: 1) оолитовая, 2) гроздевидных агрегатов, 3) коралловодорослевая, 4) оолитов и 5) известково-илистая. Они довольно успешно предприняли эту классификацию вместе со схемой Р. Л. Фолка (1959). Например, выделенные ими шельфовые лагунные пески включают фации оолитов, оолитовую и гроздевидных агрегатов, которые сопоставимы с оолитовыми яснокристаллическими и внутрiformационными яснокристаллическими известняками Р. Л. Фолка. Более внешние платформенные пески

Багамских банок включают коралло-водорослевую фацию, которая эквивалентна Фолковским биогенным яснокристаллическим и биогенным паллетовым яснокристаллическим известнякам. Илистые пески шельфовой лагуны Багамских банок представлены известково-илистой фацией, эквивалентной оолитовым, внутриформационным, биогенным паллетовым микритам и паллетовым микритам Р. Л. Фолка. Предложенная Ричом (1963, 1964) классификация известняков в основном представляет собой видоизмененную схему Брамкампа и Пауэрса (1958). На основании разбора структурных компонентов известняков Баарс (1963) выделил разновидности карбонатных частиц, соответствующие выделенным разновидностям Лейтона и Пандехстера (1962): 1) органогенные частицы, 2) паллеты, 3) зерна с оторочкой, 4) детритовые частицы и 5) сложные частицы.

Тафт и Гарбаух (1964) детально изучили минералогию и физико-химические условия образования современных карбонатных осадков южной части Флориды, Багамских банок, острова Эспириту-Санто и Нижней Калифорнии.

Описание карбонатных пород, как указывают Иванна Жубле и др. (1970), в литературе по осадочным породам периодически появлялось и в прошлом веке. Кайе (1935) в своем исследовании карбонатных пород использовал тысячи образцов, собранных многими учеными. Он обратил внимание на большинство типов карбонатных пород, встречающихся в природе и показал многочисленные проблемы их генезиса, не предпринимая, однако, попыток разрешить их все. Эта фундаментальная сводка, основанная на микроскопических исследованиях с применением количественных методов, как указывают вышеупомянутые авторы, до сих пор уникальна.

По материалам систематических исследований в пределах нескольких районов, Альп Зандер (1936) путем микроскопических исследований систематизировал различные параметры карбонатных пород, позволяющие интерпретировать их первичные генетические особенности.

При классификации карбонатных пород, как было указано выше, одни авторы пытались выбрать такие критерии, которые отражали бы различие их физических свойств, другие же в основу своих схем клали содержание в известняках нерастворимого остатка. Как указывает А. Г. Бабаев (1962), общим их недостатком является то, что основанием для подразделения служат структурные, текстурные или химические параметры породы и лишь иногда генетические признаки.

А. М. Габрильян (1956) отмечает, что наблюдающийся разнобой в терминологии карбонатных пород, который встречается при их описании в литературе, указывает на отсутствие общепринятой схемы классификации, когда одна и та же порода определяется то как «доломитизированный известняк», то как «доломит», то как «доломитовый известняк» и т. д. Кроме того, во многих классификациях карбонатных пород материал обычно излагается с точки зрения выяснения пригодности этих пород к нуждам промышленности, тогда как фациальные особенности их образования, столь важные для нефтяной геологии, как правило, остаются не освещенными.

При петрографическом изучении и классификации карбонатных пород берней юры юга Средней Азии нами (Арифджанов, 1964, 1966, 1973) принята попытка комплексного подхода к разрешению данной проблемы с привлечением материалов других исследователей. Наряду с использованием в монографии результатов исследований М. С. Швецова, Г. И. Теодоровича, Н. М. Страхова, Г. Ф. Крашенинникова, В. И. Хворовой, В. Н. Киркинской и др. по методике изучения карбонатных образований и их терминологии, в настоящей работе классификационная схема Р. Л. Фолка (1959) взята за основу с большими дополнениями при выявлении динамики среды карбонатного седиментогенеза келловей-оксфордского палеобассейна ис-

Классификация карбонатных пород по Р. Л. Фолку

		Известняки, частично доломитизированные известняки и первичные доломиты				Перемещенные доломиты (V)					
		>10% аллохем аллохимические породы (I—II)		<10% аллохем микрокристаллические породы (III)		следы аллохем	нет следов аллохем				
		шпатовидного кальцитового цемента микрокристаллической иловой массы	микрокристаллической иловой массы шпатовидного кальцитового цемента	1—10% аллохем	<1—10% аллохем						
		шпатовидные аллохимические породы (I)	микрокристаллические аллохимические породы					Нерассеянные биогермные породы (IV)			
Объемный состав аллохем		>25% Интракластов (i)		интраспаррудит (Ii : Lr) интраспарит (Ii : La)	интрамикрудит (III : Lr) интрамикрит (III : La)	интракласты: интракласт, содержащий микрит (IIIi : La; Lr; Ll)	Микрит (IIIm : L); если рассеян (нарушена структура) — не микрит (IIImx : La); если состоит из первичного доломита — доломикрит (IIIm : D)	мелкокристаллический интракластовый доломит (Vi : D ₃)			
		>25% оолитов (O)		ооспаррудит (Io : Lr) ооспарит (Io : La)	оомикрудит (IIo : Lr) оомикрит (IIo : La)			оолиты: оолито-содержащий микрит (IIIo : La; Lr; Ll)	крупнокристаллический оолитовый доломит (Vo : D ₃)		
		<25% интракластов	<25% оолитов	Объемный коэффициент органических остатков к паллетам	<3 : 1 (v)			биоспаррудит (Ib : Lr) биоспарит (Ib : La)	биомикрудит (IIb : Lr) биомикрит (IIb : La)	органические остатки: органический микрит (IIIb : La; Lr; Ll)	афано-кристаллический биогенный доломит (Vb : D ₁)
					3 : 1 — 1 : 3 (vr)			биоалоспарит (Ibp : La)	биоаломикрит (IIbp : La)	паллеты: паллето-содержащий микрит (IIIp : La)	очень мелкокристаллический паллетовый доломит (Vp : D ₂)
		<1 : 3 (p)	палоспарит (Ip : La)	паломикрит (IIp : La)	большое количество аллохем		бислитит (IV : L) ясные аллохемы	среднекристаллический доломит (V : D ₄) мелкокристаллический доломит (V : D ₃)			

следованной территории. Классификация Р. Л. Фолка не лишена указанных выше недостатков, однако она проста и в ней генетические типы известняков выделены по конкретным показателям. Примером может служить также работа эстонских исследователей по изучению карбонатных образований силура данной территории. В типизации карбонатных пород силура Эстонии по фациально-палеогеографическим особенностям авторы в основном базировались на методике классификации карбонатов Р. Л. Фолка (1959) с привлечением разработок Г. И. Теодоровича (1941, 1950), Л. Б. Рухина (1961), П. А. Вингисаара и др. (1965), Г. Д. Бисселля, Д. В. Чилингара (1967). В отличие от работ названных исследователей в упомянутой книге выделены не две, а три группы пород: 1) зернистые (спариты по Р. Л. Фолку); 2) глинисто-зернистые, в которых постоянно встречаются оба основных компонента, но преобладает глинистый компонент (50—75%), по Р. Л. Фолку переходная группа I + II; 3) илестые, в которых зернистый компонент отсутствует или встречается в небольшом количестве (до 25%) — микриты по Р. Л. Фолку.

Дальнейшее подразделение известняков производится так же как в классификационной схеме Р. Л. Фолка, по преобладающему генетическому компоненту.

Известняки органогенных построек, названные эстонскими исследователями условно биогермами, фациально сочетаются с зернистыми отложениями, но, исходя из специфики образования, они не включены в состав зернистых пород, и так же как в классификационной схеме Р. Л. Фолка, занимают сравнительно самостоятельное место. Нами при описании генетических типов карбонатных пород применялась терминология Р. Л. Фолка, местами заменяемая терминами, широко употребляемыми в отечественной литературе.

Классификация же Р. Л. Фолка в сочетании с другими классификационными схемами позволяет при массовом изучении шлифов быстро ориентироваться в материале, вскрывает особенности его строений и выделяет генетические типы.

Существующие классификации базируются главным образом на изучении структур органических остатков, а между тем имеющие немаловажное значение структуры обломочных частиц в известняках и текстурные особенности цементирующего их вещества остаются при этом за пределами анализа.

Если раньше исследователи при изучении карбонатных пород главное внимание уделяли определению, а иногда и изучению фауны и флоры, то сейчас изучаются еще и структуры обломочных частиц известняков и форм нахождения ископаемых остатков в теле карбонатных образований.

Как мы убедились, изучением одних только ископаемых остатков и структуры карбонатных пород невозможно воссоздать картину прошлого, если при этом не учитывать тип цементирующего вещества основной массы или вообще текстурные особенности карбонатных образований — основной критерий для расшифровки условий среды в момент седиментации этих осадков. Как отмечают Иванна Жубле и др. (1970), классификация Р. Л. Фолка основана на текстурно-геометрической (гранулометрической) характеристике карбонатных образований и предназначена для выявления ряда структурных типов пород, отражающих физическую энергию обстановки осадконакопления и построена она на соотношениях привнесенных частиц и химически осажденного матернала. Таким образом, при классификации карбонатных пород следует заострить внимание на типе их цементирующего вещества.

Как мы отмечали в предыдущих работах (Арифджанов, 1964, 1967, 1968 и др.), для выяснения палеогеографии нефтегазоносных бассейнов удобнее всего пользоваться подразделением карбонатных пород, основан-

ном на их вещественных признаках, как наиболее объективных, ведущее место среди которых занимает типизация цементирующего вещества по их текстурным особенностям. Кроме того, как указывает Г. И. Теодорович (1958), генетические формулировки получаются не сразу, а лишь в результате всестороннего изучения пород. Наконец, некоторые типы известняков и после детального изучения их структур могут остаться (Швецов, 1934) в группе образований неизвестного происхождения. Подразделение, вернее классифицирование карбонатных пород на основные генетические группы, исходя из их структурных признаков, не имеет четкого, литологически выдержанного плана. На основании этого Кайе (1929) считает, что структурная классификация известняков не решает вопроса.

При классификации известняков или вообще карбонатных пород по текстурным особенностям по схеме Р. Л. Фолка не исключено наличие и важность генетических классификаций: здесь следует подчеркнуть, что типизация карбонатных пород по особенностям цементирующего вещества обычно отражает их происхождение.

Детальное изучение и выделение реально существующих типов цементирующего вещества и их последующая систематическая группировка дают больше для выяснения их генезиса, чем абстрактное выделение всех возможных генетических типов пород. В процессе изучения известняков для придания им правильных названий единственно твердой основой может служить лишь детальное изучение типа цементирующего вещества карбонатных пород. Разобравшись тщательно в типе цемента известняков и установив его принадлежность к той или иной дробной текстурной группе карбонатных пород, мы нередко подходим к четкому представлению о происхождении этих образований.

Серьезным недостатком большинства существующих классификаций является необходимость подкрепления большого количества петрографических материалов массовыми химическими исследованиями, что требует больших материальных затрат, расхода времени.

Конечно, и классификация Р. Л. Фолка не лишена некоторых из этих недостатков, однако в ней подчеркивается, что генетический тип определяется типом сочетаний трех основных компонентов, имеющих известняки, отражающие три существенно различных процесса: привнесение обломочного материала, выпадение осадков из раствора и жизнедеятельность организмов. Особо важным является установление фашиально-генетических особенностей карбонатных пород. Этот исследователь выделяет три основных генетических типа известняков, которые можно относительно легко опознать и выделить даже в полевых условиях. Необходимо иметь в виду что классификация Р. Л. Фолка предназначена для работ с известняками морского генезиса. Р. Л. Фолк отмечает, что им недостаточно исследованы пресноводные известняки и такие специфические карбонатные породы, как самородная чилийская селитра, травертины, жильные карбонаты, туфокарбонаты, сферические известняки и отложения, выполняющие карстовые пустоты. Ниже вкратце излагаются представления Р. Л. Фолка.

Р. Л. Фолк считает, что определение конечных наименований известняков должно исходить из тех же пропорций, в которых находятся в этой породе ее главнейшие составные компоненты, которые он подразделяет на терригенные, аллохимические и ортохимические¹.

¹ Как отмечает А. И. Осипова (1973), на соотношениях микрита и спарита Р. Л. Фолк (1959) основывает важные выводы об условиях накопления осадков, однако его представления о генезисе этих компонентов породы не подтверждаются новейшими исследованиями, частью выполненными с применением сканирующего микроскопа зарубежными исследователями. В связи с отсутствием сканирующего микроскопа мы не могли проверить доводы зарубежных исследователей, «опровергающие» выводы Р. Л. Фолка.

К терригенным компонентам Р. Л. Фолк относит вещества, накопившиеся в результате эрозии суши, смытые с нее и принесенные в область седиментации как твердые тела.

Аллохимические компоненты (или аллохемы) объединяют все вещества, образованные в результате химических и биохимических процессов в седиментационном бассейне и организованные в отдельные агрегаты — тела, в большинстве случаев подвергшиеся лишь некоторой транспортировке.

Аллохемы известняков многообразны, но в основном (по Р. Л. Фолку) представлены 4 типами (интракластами, оолитами, органическими остатками и паллетами).

Ортохимические компоненты (или ортохемы) объединяют все нормальные осадки, образовавшиеся на дне седиментационного бассейна или внутри самой породы. В связи с неоднородностью ортохемов, Р. Л. Фолк выделяет три их разновидности: микрокристаллический кальцитовый ил, шпатовидный кальцит и другие перемещенные или перекристаллизованные минералы.

Р. Л. Фолк микрокристаллический кальцитовый ил рассматривает как типичный ортохимический компонент — продукт нормального химического осаждения.

Таким образом, если аллохемы обеспечивают структурный остов известняков также, как его образуют песчаные зерна, то ортохемы (микрокристаллический и шпатовидный кальцит) аналогичны глинистой массе и химическому цементу песчаников.

Основная трудность классификации состоит в разграничении сильно абрадированных органических остатков и интракластов, а также пород со скоплениями паллетов от очень сходных с ними частиц микрокристаллического известкового ила.

Поскольку почти все карбонатные породы состоят из одного или нескольких компонентов, при их классификации, как указывает Р. Л. Фолк, необходимо исходить из количественных соотношений компонентов. Свою практическую классификацию известняков Р. Л. Фолк строит на относительных пропорциях трех конечных компонентов — аллохем, микрокристаллического ила и шпатовидного (яснокристаллического) кальцитового цемента (схема).

Соотношение в породе микрокристаллического ила и шпатовидного кальцита является важнейшим показателем породы, так как оно отражает степень «отсортированности» или интенсивности течений, господствовавших во время осаждения материала. Классификация основана на предположении, что видимые в породе шпатовидный и микрокристаллический кальцит представляет собой первичный ортохимический компонент.

Р. Л. Фолк предлагает следующие три основных подразделения известняков:

- 1) шпатовидный аллохимический известняк (тип I) — хорошо отсортированная разность;
- 2) микрокристаллический аллохимический известняк (тип II) — плохо промытая разность;
- 3) микрокристаллический известняк (тип III), аналогичный аргиллиту в классе терригенных пород.

Треугольная диаграмма (рис. 3) показывает метод классификации известняков, основанный на объемной пропорции аллохем.

Нетрудно заметить, что предлагаемое деление известняков на три типа отражает состав материала и степень его отсортированности. Далее выделенные типы подразделяются по деталям.

Петрографические, геохимические и битуминологические показатели пород карбонатной формации (Западный Узбекистан)

Район или площадь	Свита	Интервал	Цикл	Фаза цикла	Фация	Нерастворимый ост., %	Сера сульфидная, % общ. серы	Сорг. %	Битум, %		Индексы петрографических типов пород
									хлороформн.	спиртобензолн.	
Аузбай (скв. 1)	Верхняя	1627,0—1653,0	III	Регрес.	Не опр.	20,3	30,4	0,11	0,0024	0,0007	TrVm : Da, TrIIIm (b) : La, IIImb ^f : dLa, Vm : Da, Vi : Da, La, Vm : Da, TrIIIm (b) : dLa, IIb (o) : dLa, IIIIm (b) : dLa, Vi (b) : Da
		1658,0—1669,0		Трансг.	То же	45,3	45,5	0,13	0,004	0,0008	IIIIm (b) : dLa
	Средняя	1669,0—1682,0	II	Регрес.	»	27,5		0,85	0,0057	0,0025	TrIII (b ^f) : dLa, TrIIk (b ^z , f) : dLa, TrIIb (i, o, k) : dLa
		1682—1710,0		Трансг.	»	34,9		0,128	0,004	0,002	TrIIIIm : La, TrIIIm : La, TrIIIIm : dLa
Даутепе (скв. 1)	Верхняя	1712,0—1724,0	I	Регрес.	»	51,0	67,8	0,38	0,005	0,002	TrVm : Da, TrIVb ^f m : dLa
	Средняя	1427,0—1432,0	III	Трансг.	»	41,0		0,10	0,005	0,01	TrVm : Da
		1493,0—1502,0	II	Трансг.	»	37,9	44,0	0,21	0,006	0,008	TrVi : DaLa, Ii (o) : dLa, TrIIIm : dLa, TrIIIm : La, Io (i, b ^f) : La
Аккумуляция (скв. 1)	Верхняя	1502,0—1505,0	I	Регрес.	»	28,6	35,3	0,27	0,005	0,007	TrVm : Da, TrIIIm : dLa, TrIk (i, b) : La, TrIIIIm (b ^f) : dLa, TrIIIIm : dLa
		1505,0—1511,0		Трансг.	»	20,5	19,0	0,11	0,008	0,006	TrVm : Da, Vi (b ^z) : Da, TrIip : dLa
	Средняя	2184,5—2188,5	III	Регрес.	»	15,7	74,1	0,13	0,015	0,015	IIIm : dLa, IIIImb ^f : dLa
2253,9—2310,2		II	Регрес.	»	21,0	49,1	0,46	0,01	0,0087	TrIIk : La, TrIIkb ^f (i) : La, TrIII (o, b ^z , f) : dLa, TrIIIImb ^f : La	
Учкуйр (скв. 28)	Верхняя	2310,2—2316,0	I	Регрес.	»	6,6		0,075	0,01	0,01	IIIIm (b ^f) : dLa
		1683,8—1694,0	III	Регрес.	»	73,5	64,0	0,026	0,0065	0,0062	Vm : Da
	Средняя	1695,6—1703,2		Трансг.	»	35,0	67,8	0,560	0,011	0,011	
1703,2—1716,0		II	Регрес.	»	48,0	50,5	0,33	0,0011	0,0011	IIIIm : dLa, Vm : Da	
		1860,4—1865,4		Трансг.	»	20,0	77,0	0,08	0,005	0,01	IIIIm (b ^z) : dLa

Кимирек (скв. 5)	Верхняя	1865,4—1867,3	I	Регрес.	»	42,1	76,1	0,72	0,0038	0,075	IVb ^f : La, IIb ^z (i, k) : dLa, III (b ^z , k) : dLa, Vk (i, b ^z) : Da
		1867,3—1874,3		Трансг.	»	30,1	92,0	1,22	0,0058	0,01	IIb ^z , f (o) : dLa, IIIIm (b ^z) : dLa, IIIImb ^z (i) : dLa, TrIIIIm (i) : dLa
	Средняя	1662,2—1679,4	III	Регрес.	»	31,9	34,2	0,034	0,006	0,009	TrIII ^f : La, TrIIIIm : dLa
		1679,4—1695,4		Трансг.	»	39,8	79,7	0,076	0,01	0,016	IIIIm : dLa, TrIIIIm : dLa, TrIII (b ^z) : La
Кульбешкак (скв. 17)	Верхняя	1703,4—1802,6	II	Регрес.	»	7,0	29,0	0,075	0,005	0,01	Vm : Da, Vm : Da, Vm : Da, TrIII ^f (b ^f , f) : dLa
		1831,8—1836,2		Трансг.	»	13,6		0,14	0,01	0,02	TrIII ^f (b ^f , f) : dLa
	Средняя	1998,5—2048,7	I	Регрес.	»	4,0	28,6	0,10	0,007	0,007	TrIIIm (b ^f) : dLa, TrIIIb ^f m : dLa, Vi : Da, IIb ^z , f (i) : dLa, III ^f : dLa, IIIb ^f m (b ^z) : La
		2085,2—2099,0		Трансг.	»	23,2	22,1	0,24	0,01	0,016	
Средняя	Верхняя	1939,0—2025,1	III	Регрес.	»	22,8	63,7	0,908	0,01	0,02	TrIIIImb ^f : dLa, TrIIIIm : dLa, TrIIIIm : dLa, TrIIIIm (b ^z) : dLa, TrIIIIm : DaLa
		2031,9—2088,0		Трансг.	»	34,0	77,1	0,719	0,01	0,02	TrVm (i) : Da, Ili (b ^f , z _o , k) : dLa, TrIIIIm (b ^f , z) : dLa, TrIII (b ^f , z _o , k) : dLa, TrVm : La, TrIIIIm : dLa, TrIIIIm : dLa, TrIIIIm : dLa, TrIIIIm : dLa
	2088,0—2110,1	II	Регрес.	»	26,1	65,6	1,04	0,012	0,014	III ^f (o, b ^f) : La, IIIIm (i) : dLa, TrIIIIm (i, o, b ^z) : La, TrIIIIm (i, o, b ^z) : La, IIIIm : dLa	
Средняя	Верхняя	2160,1—2178,7		Трансг.	»	13,0	69,1	0,60	0,009	0,008	IIIImb ^f : dLa, IIIImb ^f : dLa, IIIImb ^f , z : dLa, IIIImb ^f , z : dLa, IIIImb ^f : dLa
		2220,0—2239,5	I	Регрес.	»	19,7	61,4	1,33	0,012	0,015	IIIImb ^f : dLa, Io : dLa, TrIIIIm : La, Io : La
	Средняя	2239,5—2276,1		Трансг.	»	59,7	72,8	1,23	0,02	0,03	TrVmDa, TrVm : Da, Io (i, k) : La, Io (i, k) : La

Район или площадь	Свита	Интервал	Цикл	Фаза цикла	Фация	Нерастворимый ост., %	Сера сульфидн. обп. серы, %	Сорг, %	Битум, %		Индексы петрографических типов пород
									хлороформн.	спиртобензолн.	
Даяхатын (скв. 1)	Верхняя	1865,5—1870,0	III	Регрес.	»	9,8	70,4	0,173	0,02	0,02	III m : dLa
		1899,0—1905,0		Трансг.		19,0	85,0	0,210	0,02	0,02	III m : dLa
	Средняя	1916,7—1930,0	II	Регрес.	»	23,6	82,8	0,224	0,026	0,02	Tr II b ^z : dLa
1930,0—1947,5		Трансг.		29,8		78,1	0,262	0,02	0,02	Tr III m : dLa, Tr III m (b ^z) : La	
Азляртепе (скв. 1)	Верхняя	1983,0—1988,0	I	Регрес.	»	21,1	88,7	0,292	0,02	0,01	Tr I i : La, Vo (i) : Da, III m (b ^f , z) : La, IV b ^r : La, III ^r : La
		1988,0—2126,0		Трансг.		7,7	66,8	0,163	0,016	0,018	
	Средняя	1272—1356	III	Регрес.	»	20,3	73,3	0,13	0,003	0,005	Tr II i : dLa, II i : La, Tr III m b ^f , z (i) : La, II p ^f : La
1356—1362		Трансг.		5,2		82,4	0,106	0,003	0,01	Tr III m (i, b ^f) : La, Tr III m b ^f ; La, III m (b ^f , z) : La, Tr III m (b ^f) : La	
Каракум (скв. 5)	Верхняя	1362—1378	II	Регрес.	»	4,8	71,0	0,008	0,004	0,006	III m : La, III m (b ^f) : La, Tr II p : La, Tr III m (o, b ^f) : La, Tr III m (b ^f , i) : La,
		1378—1404		Трансг.		5,5	83,5	0,137	0,0025	0,005	Tr II i (o, b ^f) : La, Vm : Da
	Средняя	1432—1478	I	Регрес.	»	5,7	83,3	0,211	0,004	0,006	Tr Vm : Da, Tr II i : dLa, Tr II i (b ^z , o, k) : dLa, Tr II p : dLa
1500—1766		Трансг.		93,7		74,7	0,51	0,006	0,013		
Майдаджой (скв. 2)	Верхняя	2133,5—2168	III	Регрес.	Зарифовая	22,5	84,7	0,99	0,14	0,08	Tr III m : La, III m b ^f : La, Tr II i (b ^f) : La, Tr II i (k, b ^z) : La, Tr II i (k, b ^z , i) : La
		2172,7—2182,5		Трансг.		11,2	86,5	0,40	0,005	0,01	III m (b) : La, Tr II b (i) : La,
	Средняя	2182,5—2224,5	II	Регрес.	Зарифовая	16,6	87,4	1,07	0,004	0,017	Tr II b ^f : La, III m : La, Tr III m (b ^z) : La, Tr III m b ^f : La, Tr III m : La, Tr III m (b) : dLa
1327—1330		Трансг.		6,9		86,2	0,13	0,0025	0,01	III m b ^f : La, III m b ^f : La, III m (b) : La	
Майдаджой (скв. 2)	Верхняя	1330—1333	III	Регрес.	Не опр.	73,0		0,26	0,005	0,01	
		1343—1346		Трансг.		51,3		0,61	0,16	0,16	
Майдаджой (скв. 2)	Средняя	1346—1352	II	Регрес.	То же	38,9		0,40	0,04	0,04	
		1346—1352		Трансг.		42,5		0,11	0,0075	0,0075	Tr II i (k, o) : La, Tr III m : La
Ходжихайрам (скв. 2)	Нижняя	1357—1389	I	Регрес.	»	43,0	45,0	0,05	0,0014	0,0015	Tr III m (b ^f) : dLa, Tr II i (k) : La, Tr III m : La
		1404—1413		Трансг.		97,9	88,0	0,21	0,04	0,04	
	Средняя	1729—1735	III	Регрес.	Рифовая	1,3	75,0	0,001	0,005	0,005	IV r ^f : La, IV r ^f : La
1805—1882		Регрес.		14,1		82,1	0,39	0,026	0,022	IV r ^f : La, IV r ^f : La, IV r ^f : La, III m : La, II b : La, IV r : La, II b ^z m (i) : La	
Южный Мубарек (скв. 21)	Нижняя	1928—1932	II	Трансг.	Платформ.	12,7	85,4	0,10	0,01	0,01	
		1955—1961		Регрес.		62,5	59,4	1,35	0,01	0,01	Tr II b ^z m : dLa,
	Верхняя	1975—1980	I	Трансг.	Зарифов. Платформ.	91,6	95,8	0,18	0,015	0,015	
1658—1700		Регрес.		3,6		74,1	0,22	0,056	0,024	IV r ^k : La, IV r ^k : La, IV r ^z : La, IV r ^f : La, Tr II i ^r (b ^z) : La, IV r : La, IV r : La, II ^r : La,	
(скв. 20)	Средняя	1664—1666	II	Регрес.	Предриф. Платформ.	23,0		0,30	0,005	0,005	
		1740—1743		Трансг.		6,8		0,14	0,08	0,08	
	Средняя	1743—1770,6	II	Регрес.	Предриф. Рифовая	12,3	53,7	0,11	0,06	0,06	III m : dLa, III m : dLa, IV r : dLa
1766,8—1770,6		Регрес.		2,3		69,6	0,04	0,01	0,01		
(скв. 21)	Нижняя	1787,7—1850	II	Трансг.	Платформ.	23,2	67,2	0,41	0,022	0,036	II i (b ^z) : La, Tr III m : La, Tr III m : La, Tr III m : La
		1681—1868		I		Регрес.	Рифовая			0,02	0,02
	Средняя	1822—1838	II	Регрес.	Предриф. Платформ.	11,2	53,1	0,09	0,046	0,032	Tr II b ^f : dLa, Tr III m : La, Tr Vm : Da
1923—1977		Трансг.		39,4			0,35	0,017	0,026		
Алат (скв. 3)	Средняя	2253,3—2362,0	II	Не опр.	5,3	48,0	0,39	0,01	0,008	Tr III m (b ^z) : La, Tr III m (b ^z , i) : La, Tr III m (b ^z) : La	
Кемачи (скв. 1)	Средняя	2375,7—2382	II	То же	42,8	48,4	4,49	0,0037	0,015	Tr III m (b ^f) : La, Tr III m (b ^f) : La	
Зекры (скв. 8)	Средняя	2359,0—2380	II	»	25,3	72,8	1,70	0,011	0,011	Tr III m (b ^f) : La, Tr III m (b) : La, III m (b ^f) : dLa, III m (b ^f) : dLa, Tr III m (b ^f) : dLa	

Район или площадь	Свита	Интервал	Цикл	Фаза цикла	Фация	Нерастворимый осг., %	Сера сульфид., % общ. сера	Сорг., %	Битум, %		Индексы петрографических типов пород
									хлороформн.	спиртобензолн.	
Уртабулак (скв. 18)	Верхняя	2375,0—2430,6	III	Регрес.	Рифовая	3,2	62,9	0,58	—	—	IVb ^{rf} : La, IVb ^{rf} : La, IVbrz: La, IVb ^{rfz} : La, IVb ^{rfz} : La
		2371,7—2437,9		Регрес.	Лагунная	4,8	52,0	0,64	—	—	TrIIi (b ^z): La, TrIIi (k, b ^z): La, IIi (b ^z , f): La, IIi ^{rfz} : La
		2440—2463,6		Трансг.	Платформ.	0,91	60,0	0,54	—	—	TrIIi ^r (k, b ^z , f) dLa, IIi ^r (k, b ^z , f): dLa, IIi (b ^z , f): La, IIib ^z , f: dLa
	(скв. 19)	Средняя	2463,6—2485,8	Трансг.	Лагунная	1,2	39,0	0,83	—	—	Vm: Da, Vm: Da, Vm: DaVm: Da
2662—2665	II		Регрес.	Рифовая	2,1	28,0	0,13	0,32	0,04	IVb ^{r, f} (k): La, IVb ^{r, f} : La, IVb ^{r, f, z} : La	
2676—2700			Регрес.	Зарифов.	11,0	59,4	0,21	0,04	0,04	IIi ^{r, f, z} : La, IIIIm: dLa, TrIIIIm: dLa, TrIIIIm: dLa, TrIIb ^z : dLa, TrVI (b): dLa	
Денгизкуль (скв. 5)	Средняя	2723—2748	II	Трансг.	Платформ.	9,3	65,0	0,22	0,04	0,04	TrIIb: dLa, IIIIm (b): dLa
		2783—2786		I	Регрес.	Рифовая	5,9	31,2	0,13	0,02	0,04
	2811—2923	Трансг.	Платформ.		7,7	75,0	0,11	0,02	0,02	IIb ^z : dLa, IIIIm (b ^z): dLa, IIIIm (b ^z): dLa, IIb ^z (i): dLa, IIb ^{z, f} : dLa	
	Верхняя	2345—2472	III	Регрес.	Рифовая	2,0	50,5	0,051	0,0045	0,0142	TrIVb ^{r, f} : La, TrIIi ^r : La, TrIVb ^{rf} : La, TrIVb ^{rf} : La, TrIVb ^{rf} : La, IVb ^{rf} : La, IVbrf: La
		2407,8—2420,5		Регрес.	Предриф.	2,7	54,7	0,114	0,002	0,0008	IVb ^{rf} : an, IVb ^{rf} : Laan, IVb ^{rf} : DLa, IVb ^{rf} : dLa, IVb ^{rf} : dLa, IVb ^{rf} : dLa, IVb ^{rf} : dLa
		2345,0—2472,0		Регрес.	(среднее)	2,4	52,6	0,08	0,0067	0,0065	IIi ^r : Da, IVb ^{rf} : dVa, Vm: Da
2472,0—2503,2		Трансг.		Платформ.	2,0	75,8	0,12	0,011	0,00084	IIIIm (b ^{zf}): dLa, IIIIm (b ^z): dLa, Vm: DaLa, IIIIm (b ^f): dLa, IVb ^{rf} : dLa, IVb ^{rfz} : dLa, IIIIm (b ^{fz}): dLa	
Средняя	2503,2—2555,0	II	Регрес.	Рифовая	5,1	77,1	0,10	0,02	0,015	IIVb ^{rf} : dLa, Vm: Da	
Нижняя	2645,5—2681,9	I	Регрес.	Рифовая	2,7	46,2	0,05	0,02	0,02	IVb ^{rf} : dLa, IVb ^{rfz} : dLa	

Названия пород. Все характеристики пород, указанные выше, могут быть объединены одним названием (рис. 3). Наименование пород Р. Л. Фолк определяет следующим образом: первая часть указывает аллохимный состав: так, *интра* для интракластовых пород, *оо* для оолитовых, *био* для биогенных типов и *пал* для паллетовых. Если порода представляет тип I или тип II, то это отражается во второй части наименования. Например, *спарит* — для пород со шпатовидным (яснокристаллическим) кальцитовым цементом и *микрит* — для пород с микрокристаллической иловой массой. Сочетание этих двух компонентов определяет восемь типов аллохимических

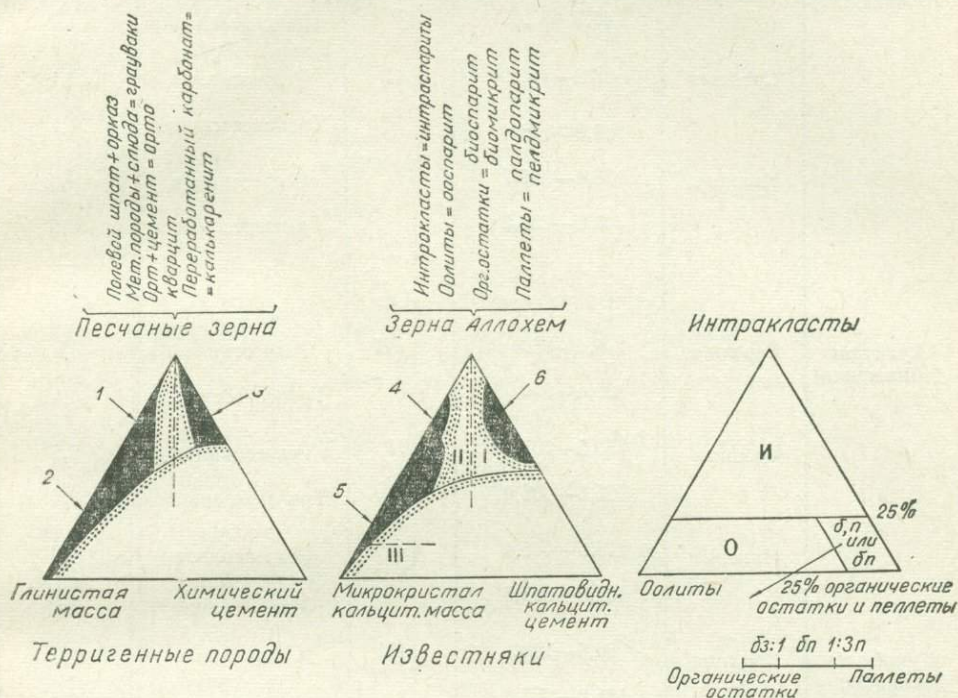


Рис. 3. Классификационные треугольные диаграммы карбонатных пород.

1 — глинистые молодые песчаники, 2 — сланцы и аргиллиты. 3 — «чистые» песчаники, 4 — микрокристаллические аллохимические известняки (иловая масса), 5 — микрокристаллические известняки (микриты), 6 — шпатовидные аллохимические известняки (хорошо промытые); 1 — шпатовидный аллохимический известняк (тип I), II — микрокристаллический аллохимический известняк (тип II), III — микрокристаллический известняк (тип III), аналогичный аргиллиту в классе терригенных пород.

известняков (биомикрит, интрамикрит, оомикрит, палломикрит, палоспарит, ооспарит, биоспарит, интраспарит). Третий тип известняков определяется как *микрит* без какого-либо аллохимического префикса, поскольку в нем нет аллохимического компонента. На первый взгляд, такие названия как биоспарит, интраспарит и пелломикрит не звучат. Следует отметить, что в ряде выступлений и отзывов на нашу работу особо отмечается сложность и неудобство предлагаемых названий пород. Но если хорошо усвоить принципы классификации, то эти термины сразу станут простыми и понятными. Для облегчения пользования предложенными наименованиями Р. Л. Фолк рекомендует простой слоговый код.

Карбонатный состав. Все описанные типы пород могут быть представлены известняком, доломитизированным известняком, а некоторые, возможно, и первичными доломитами (табл. 2, 3). Если порода представляет собой известняк, ее название (например, ооспарит или палломикрит) не видоизменяется и символ следующий: La или Lg (характерно для кальци-

Петрографические, геохимические и битуминологические

Район или площадь	Свита	Глубина, м	Цикл	Фаза цикла	Нерастворимый остаток, %
Дербент (обнажение)	Верхняя	0,0—34,5	III	Регрессивная	9,6
		47,7—83,0		Трансгрессивная	1,7
	Средняя	88,2—110,0	II	Регрессивная	2,2
		123,8—176,4		Трансгрессивная	1,1
	Нижняя	178,4—269,7	I	Регрессивная	4,0
		280—403,2		Трансгрессивная	5,5
Кугитанг (обнажение)	Верхняя	5,0—98,8	III	Регрессивная	1,2
		100,4—230,7		Трансгрессивная	1,4
	Средняя	283,5—333,7	II	Регрессивная	5,5
		365,4—405,4		Трансгрессивная	3,5
	Нижняя	415,6—445,4	I	Регрессивная	4,9
		481,3—608,5		Трансгрессивная	4,1
Кукабулак (обнажение)	Верхняя	89,6—120,1	III	Регрессивная	8,0
		125,0—236,9		Трансгрессивная	3,8
	Средняя	241,0—273,0	II	Регрессивная	14,7
		301,0—348,6		Трансгрессивная	3,8
	Нижняя	357,7—375,7	I	Регрессивная	1,5
		397,6—410,6		Трансгрессивная	5,7

рудитов или калькаренитов). Например, интраспарудит обозначается $Ii : Lz$, бномикрит $Iv : La$. Если порода содержит более чем 10% примеси перемещенного доломита, к основному названию породы прибавляется *доломитизированный* и используются символы D или DLa или DLa (например, доломитизированный ооспарит $10 : DLa$ или доломитизированный паломикрит $Pr : DLa$). Если доломит неопределенного происхождения, предлагается термин *доломитовый* и в символах используются маленькие d для отличия от определенного перемещенного доломита. Если порода представляет первичный доломит, этот термин прибавляют к названию породы; Da или Dr используется в качестве символа (например, первичный доломитовый интрамикрудит $Pi : Dr$). Первичный доломитовый ил может быть назван долом крит, $III_{m} : Da$.

Таблица 3

показатели пород карбонатной формации (Южный Узбекистан)

Серя сульфидная, % от общей серы	Серя общая	Битум, %	Индексы петрографических типов пород
53,5	0,134	0,00077	IIp : La, Io : La, IIImb : La
62,2	0,201	0,0003	IIImb : La, IIImb : La Hi (b) : La, IIIm (b) : La IIIm (b) : La, IIp : La
41,8	0,145	0,0005	IIIm (b) : La, IIIm : La, IIIm : La, IIo : La, IIIm : La
40,3	0,061	Сл.	IIIm : La, IIo (i) : La, III—IIb, o (i) : dLa IIp : dLa, IIp : dLa
61,7	0,091	0,0008	Ii (o) : La, IIbp : La, Ip (i) : La, Iii : La, Ii (b) : La, IrIbp : La, Ii (b) : La
40,9	0,075	0,0058	IIp : La, IIp : La, IrIi (b) : La, IrIi (b) : La, IrIibp : La, IrIibp : La, IrIibp (i) : La, IrIibp (o, i) : La, IrIibp (o, i) : La, IrIibp (o, i) : La, IrIibp (o, i) : La, IIIm (b) : La, IIIbp : La
24,9	0,368	0,00023	TrIIo (b, i) : La, TrIIo (b, i) : La, IVr : La Vm : Da, TrIi : La
81,6	0,108	0,0103	IIo (i) : La, Vm : Da, TrIIIm (b) : dLa, IIp (b) : dLa
68,4	0,168	0,0002	TrIi (p) : La, TrIIpb (o) : La, IVr : La TrIo (i) : La
35,5	0,072	—	TrIIIm (bp) : La TrIIIm (bpo) : dLa
77,1	0,245	0,00015	TrIIIm (bpo) : dLa TrIIIm (b, p, o) : dLa
53,9	0,136	0,00031	TrIIp (o, b) : La, TrIIp (o, b) : La TrIIIm (o, p, b) : dLa
64,5	0,107	0,01459	IIp (b) : La, IIp (b) : La, IIp (b) : La IIIm (b) : La, IIIm (b) : La, IIIm : dLa
61,7	0,156	0,0114	TrIi (o7) : La, IIIm : La, IIIm (b) : La, TrIIp (b) : La, IIp (b) : La, III, Ipb (o) : La IIo (b) : La, I, IIo (b) LaIIpb : dLa, TrIipb : La, TrIipb : La
40,9	0,142	—	TrIpb (i) : La
42,2	0,072	—	TrIib (p, i) : La, TrIIpb : La
60,3	0,147	0,00185	TrIo (i, b) : La, TrIIp (i) : La
56,6	0,100	0,00156	

Восстановление природы известняков, полностью замещенных доломитом, представляет значительную трудность, поскольку в подобных случаях начальная структура породы обычно не сохраняется. Мелкозернистые кластические частицы, такие как паллеты или окончательно нарушенные органические остатки, в период доломитизации могут исчезнуть. В таких случаях очень трудно определить доломит в классы I, II, III и, кажется, лучше произвольно смешать все подобные полностью метасоматические породы в определенный класс, тип V, а если имеются следы оолитов органических остатков, интракластов или паллетов, то это определяется символами: Vp, Vm, Vi или Vo, но если нет следов аллохем, она просто рассматривается как класс V. Размер кристаллов этих пород имеет важное значение и будет обозначен следующими терминами и символами с исполь-

зованием делений по шкале Вентворта (1922), но с постоянным коэффициентом 4 между делениями:

D ₁ — Афонокристаллический	ниже 0039	мм
D ₂ — Очень мелкокристаллический	0039—0156	мм
D ₃ — Мелкокристаллический	0156—0625	мм
D ₄ — Среднекристаллический	0625—0,25	мм
D ₅ — Крупнокристаллический	0,25—1,00	мм
D ₆ — Очень крупнокристаллический	1,00—4,00	мм
D ₇ — Чрезвычайно крупнокристаллический	4,00	мм и выше

Примеры названий пород в типе V представляют среднекристаллический интракластовый доломит (Vi : D₄), мелкокристаллический биогенный доломит (Vb : D₃), а пород с невидимыми аллохемами — крупнокристаллический доломит (V : D₅).

Терригенная примесь. Если порода содержит более 50% терригенного вещества, то она в данной классификации не интерпретируется. Если порода содержит 10% терригенного вещества, она является чистой химической породой, содержание терригенного вещества в ней настолько низко, что она в классификации не упоминается.

Однако если порода содержит примесь терригенного материала в количестве от 10 до 50%, то этого достаточно, чтобы ввести соответствующий классификационный символ (Т). Эти породы как класс известны в виде нечистых химических пород; образец этого типа классифицируется, как описывалось раньше (например, как биомикрит, ооспарит и т. д.), но для определения ее как нечистой химической породы к символу прибавляются следующие буквы: Тх — для породы, где терригенное вещество (Т) преобладает, Тг — для пород с глиной, как самым главным терригенным компонентом.

Образцы их использования следующие: глинистый биопаломикрит ТгIbr : La; илестый крупнокристаллический доломит — ТгV : D₅; песчаный доломикрит — ТхVnt : Da; песчаный доломитизированный интраспарит — ТхIi : dLa.

Как видим, в классификации Р. Л. Фолка определения основываются на относительных пропорциональных соотношениях между компонентами. Однако классификация Р. Л. Фолка позволяет выделить в однородных на первый взгляд известняках различные генетические типы.

Если в работах, посвященных карбонатным породам верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта, мы, основываясь на типе цементирующего вещества пород и используя классификацию Р. Л. Фолка, выделили три генетические группы известняков (Арифджанов, 1964, 1967), то в настоящей работе мы попытались дать полную систематику карбонатных образований верхней юры Юга Средней Азии.

КОМПОНЕНТЫ ИЗВЕСТНЯКОВ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Карбонатная формация верхней юры в пределах рассматриваемой территории представлена различными генетическими типами пород (табл. 2, 3). В их составе различаются интракласты, оолиты, ископаемые остатки зооили фитогенного характера, сцементированные яснокристаллическим (шпатовидным) кальцитом, микрозернистым известковым илом, доломитом различной модификации и очень редко ангидритом. Кроме указанных, в большинстве разрезов рассматриваемого региона обнаруживаются биоморфные, вернее, рифовые известняки, сложенные сросшимися в процессе осадкообразования биоморфными скелетными остатками (массивные органогенные

рифовые известняки). Рифовые массивы часто обрамлены биодетритусовыми рифовыми песчаниками, зерна которых сцементированы яснокристаллическим или микрозернистым известняком и лишь очень редко доломитом. Эти песчаники, вернее обломочные известняки, не обнаруживают ясно выраженных признаков окатывания и бесспорно являются продуктом распада или размывания скелетных образований рифообразующих организмов.

Для выделения среди них классификационных типов и установления их распространения в разрезе исследуемой формации необходимо уточнить наличие тех или иных компонентов в составе изучаемых образований и их соотношения.

Наиболее часто известняки состоят из терригенных, аллохимических и ортохимических (цементирующий материал) компонентов.

Терригенные частицы. По Р. Л. Фолку (1959), к ним относятся вещества, образующиеся в результате эрозии суши и привнесенные в область седиментации как твердые тела. В исследуемой формации они представлены кварцем, полевым шпатом, хлоритоидами, глинистыми и рудными минералами и лишь очень редко турмалином, сфеном, цирконом и др. (Арифджанов, 1963, 1964).

В нерастворимом остатке пород формации терригенные компоненты в большинстве проб составляют менее 10%, что позволяет при классификации описываемых пород относить их к чистым хемогенным или органогенным образованиям. Но следует отметить, что местами в единичных образцах содержание терригенных компонентов превышает 10%. В таких случаях мы, пользуясь классификацией Р. Л. Фолка, эти породы относим к нечистым химическим разностям, обозначая их индексом Тг.

Как известно (Бабаев, 1959), в юрское время обширная территория Кызылкумов являлась основным поставщиком терригенного материала в Бухаро-Хивинский водоем. В период накопления осадков карбонатной формации верхней юры, особенно при формировании ее отдельных свит, направление сноса из указанной зоны было не постоянным и палеоруслу рек-поставщиков часто менялись.

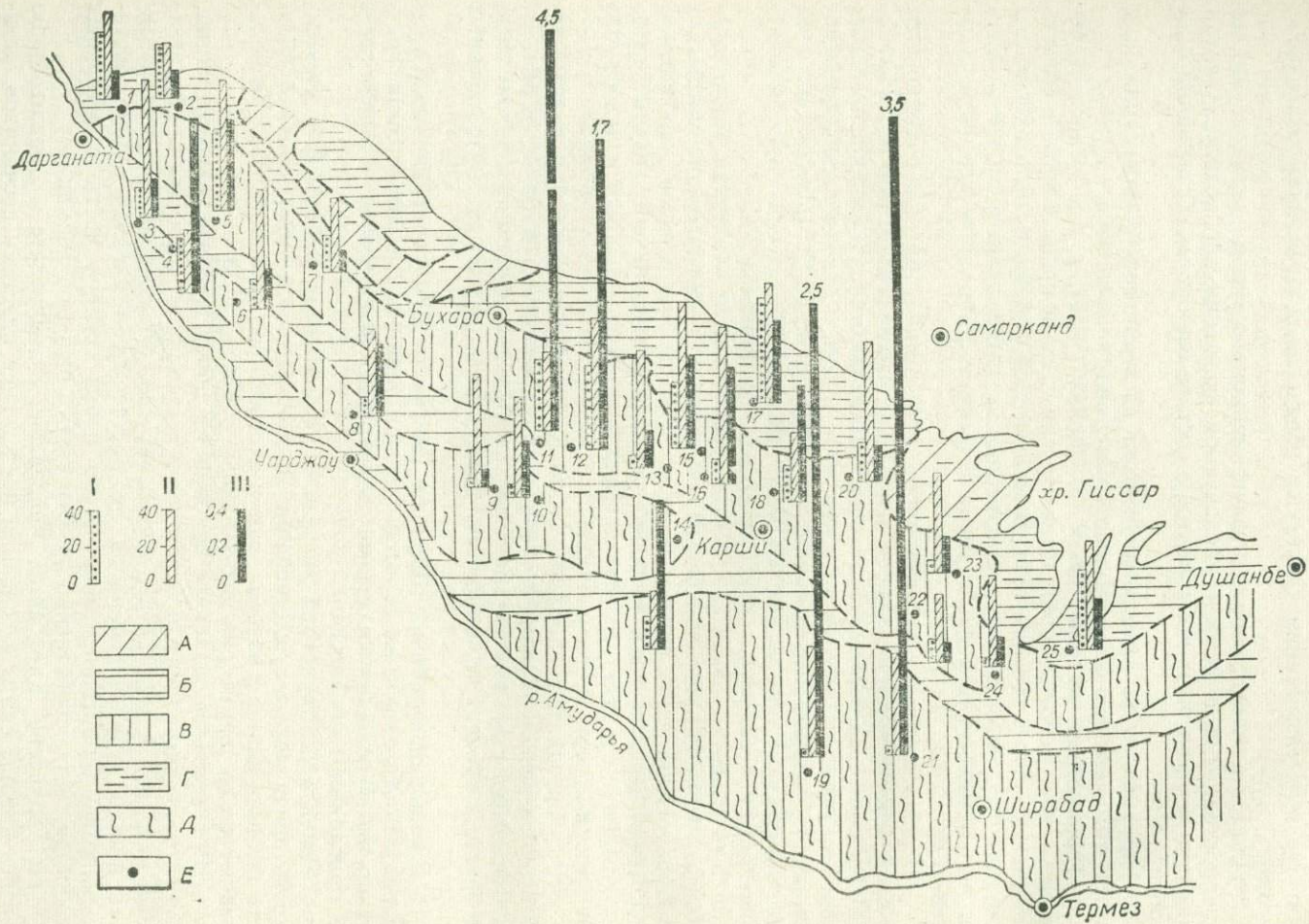
В разрезах изученной формации Карши-Мубарекского поднятия наблюдается резкое увеличение терригенного материала (табл. 2, 3, рис. 4). Это особо ощутимо в породах нижней свиты, где в карбонатах значительно возрастает процент нерастворимой части и появляются пласты терригенных пород.

В отдельных районах (Шаргунь, Сангмиля, Сумбулак, Обигарм, Преддарвазье) юго-западных отрогов Гиссара терригенные образования представлены в основном пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями глин.

Такая характеристика разреза формации этого района дает возможность предполагать существование, кроме указанной выше основной области питания данного водоема, еще и местного источника сноса, располагавшегося на территории юго-западных отрогов Гиссара.

Этот источник во время накопления пород средней свиты формации, вероятно, возвышался в виде острова в юрском море и представлял терригенный материал в количестве, достаточном для формирования самостоятельных пластов терригенных пород. Это подтверждается и значительной обогащенностью терригенным материалом пород средней части и остальных разрезов, что несвойственно другим частям разрезов формации.

В Азляртепе, Карабаире, Майдадже, Кызылравате и Ходжихайраме разрез нижней свиты в основном представлен пластами песчаников, алевролитов и сильно глинистых известняков с прослоями и линзами глин (рис. 5).



Породы средней свиты по распределению в них терригенного материала по площади несколько отличны от предыдущей. Если в нижней свите основным ареалом накопления терригенного материала являлась Мубарекская зона, то в средней он несколько продвигается на северо-запад и насыщает терригенным материалом породы Каганской группы структур. Здесь по содержанию нерастворимого остатка максимальное значение имеют разрезы Свердловца, Кемачи, Зекры, Сарыташ и Сеталантепе (рис. 4).

В период накопления осадков верхней свиты карбонатной формации основной ареной осаждения терригенного материала являлась территория, занимаемая Газлинской и Янгиказганской группами структур.

На основании изложенного можно предполагать, что основной артерией переноса терригенного материала как и для пород мелового возраста (Габрильян, 1964), главным образом для пород средней свиты, была палеорека Зарафшан и для пород верхней свиты карбонатной формации — Джамандарья. Немаловажную роль играла, по-видимому, Палеокашкадарья, существование которой можно предполагать по значительной примеси терригенного материала в нижней свите карбонатных пород запад-юго-западной части рассматриваемой территории (рис. 36, 37, 38).

В карбонатах Бешкентского прогиба (Култак, западный купол Зеварды) весьма заметна примесь терригенного материала. Это в основном тонкотмученная глина, что, по-видимому, связано с более низкой гипсометрической отметкой палеотоподна данной части водоема (в период накопления осадков келловой-оксфорда) по сравнению с Денгизкульским и Карши-Мубарекским поднятиями.

Как видно из изложенного, утверждение некоторых авторов (Сотири-ади, 1968, Троицкий, 1967 и др.) о том, что «постепенное увеличение терригенного материала в известняках верхней юры Южного и Западного Узбекистана с юго-востока на северо-запад закономерно» не соответствует действительности и требует обстоятельной проверки (рис. 4).

При рассмотрении распределения количественных содержаний нерастворимой части карбонатов по разрезу четко наблюдается ее трехкратное скачкообразное увеличение. Максимумы во всех изученных разрезах региона приходятся на контакты между выделенными нами свитами с частым образованием пластов или пропластков терригенных пород, сложенных глинами, алевролитами, артиллитами и песчаниками.

Это более четко выражено в синхронных отложениях Восточного Памира, где мощность терригенного материала в разрезах карбонатной формации резко увеличивается, местами достигая десятков и более метров. Такое обогащение карбонатов нерастворимым остатком, вернее, замещение его терригенными породами, здесь повторяется трижды и расчленяет разрез формации на три пачки разнотипных пород. Нижняя секция каждой пачки сложена карбонатами, в сторону кровли ее известняки постепенно замещаются терригенными образованиями, где преобладают глины. Такая особенность в распределении нерастворимой части карбонатов в разрезе, по-видимому, связана с эвстатическим колебанием уровня мирового океана, по-

Рис. 4. Перспективы нефтегазоносности карбонатов келловой-оксфорда верхней юры Юга Средней Азии. Составили М. Х. Арифджанов, К. Эшманов, Б. Абдуллаев.

I — нерастворимый остаток, % на породу; II — процентное содержание сульфидной серы от общего содержания серы в породе; III — $S_{орг.}$ % на породу. А — зона распространения мало-перспективных пород; Б — зона распространения перспективных пород; В — зона распространения высокоперспективных пород; Г — районы распространения литологически экранированных залежей; Д — районы распространения массивных залежей, связанных с рифовыми образованиями; Е — пункты исследования: 1 — Аузбай, 2 — Даутепа, 3 — Даяхатын, 4 — Кульбешкак, 5 — Учкыр, 6 — Аккум, 7 — Кимирек, 8 — Алат, 8 — Денгизкуль, 10 — Уртабулак, 11 — Кемачи, 12 — Зекры, 13 — Юж. Мубарек, 14 — Лизават, 15 — Ходжихайрам, 16 — Каракум, 17 — Майдаджой, 18 — Карактай, 19 — Гаурдак, 20 — Азяртепе, 21 — Кугитанг, 22 — Адамташ, 23 — Кукабулак, 24 — Дербент, 25 — Шаргунь.

сколько рассматриваемый палеоводоем во время накопления карбонатов келловей-оксфорда имел связь с открытым океаном (Бабаев, 1959).

Как было изложено выше, в пространственном распределении нерастворимой части карбонатов заметно чувствуется, что во время осаждения пород нижней свиты данной формации Карши-Мубарекское поднятие являлось основным пунктом аккумуляции терригенного материала. В период накопления карбонатов средней свиты таковыми оказались районы Каганского поднятия и некоторые участки юго-западных отрогов Гиссар-

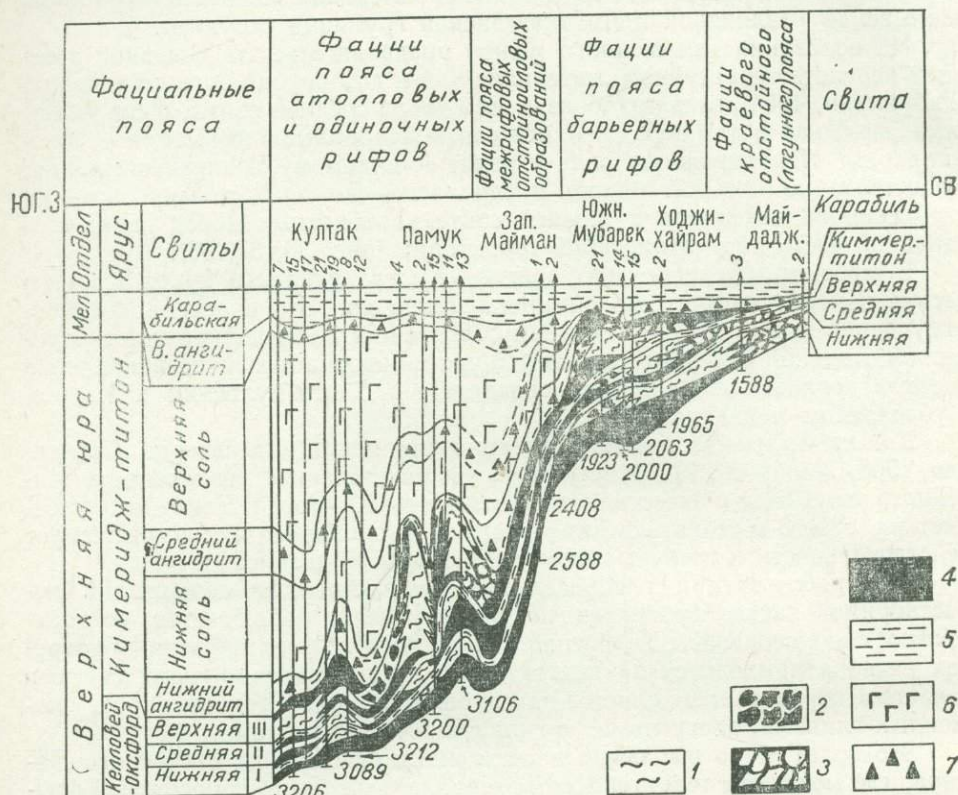


Рис. 5. Палеотектонический профиль верхней юры к концу накопления пород карабильской свиты неокома по линии Майдаджо — Култук. Составил М. Х. Арифджанов, 1970 г.

1 — биогенные рифы; 2 — обломочные известняки, сцементированные яснокристаллическим кальцитовым цементом — предрифовая фация; 3 — обломочные известняки с илистым карбонатным цементом — зарифовая фация; 4 — карбонаты нерифового генезиса; 5 — глины; 6 — соль; 7 — ангидрид.

ского хребта. В верхней свите терригенный материал в основном концентрировался в осадках Газлинской и Янгиказганской групп структур. В районе Бешкентского прогиба породы всех трех свит почти одинаково насыщены терригенным материалом. Только в контактах между свитами, как и в большинстве районов, резко увеличивается концентрация нерастворимой части, местами образуются пропластки тонкоотмученной глины (рис. 4, 5, 6).

Составные части (элементы) или по Р. Л. Фолку аллохимические компоненты карбонатных пород верхней юры рассматриваемой территории выражены обломками пород и включают в себя раковины организмов оолитов, интракластов и паллетов.

Большинство карбонатных пород состоит из двух обособленных частей: аллохимических компонентов и цементирующего вещества. При этом

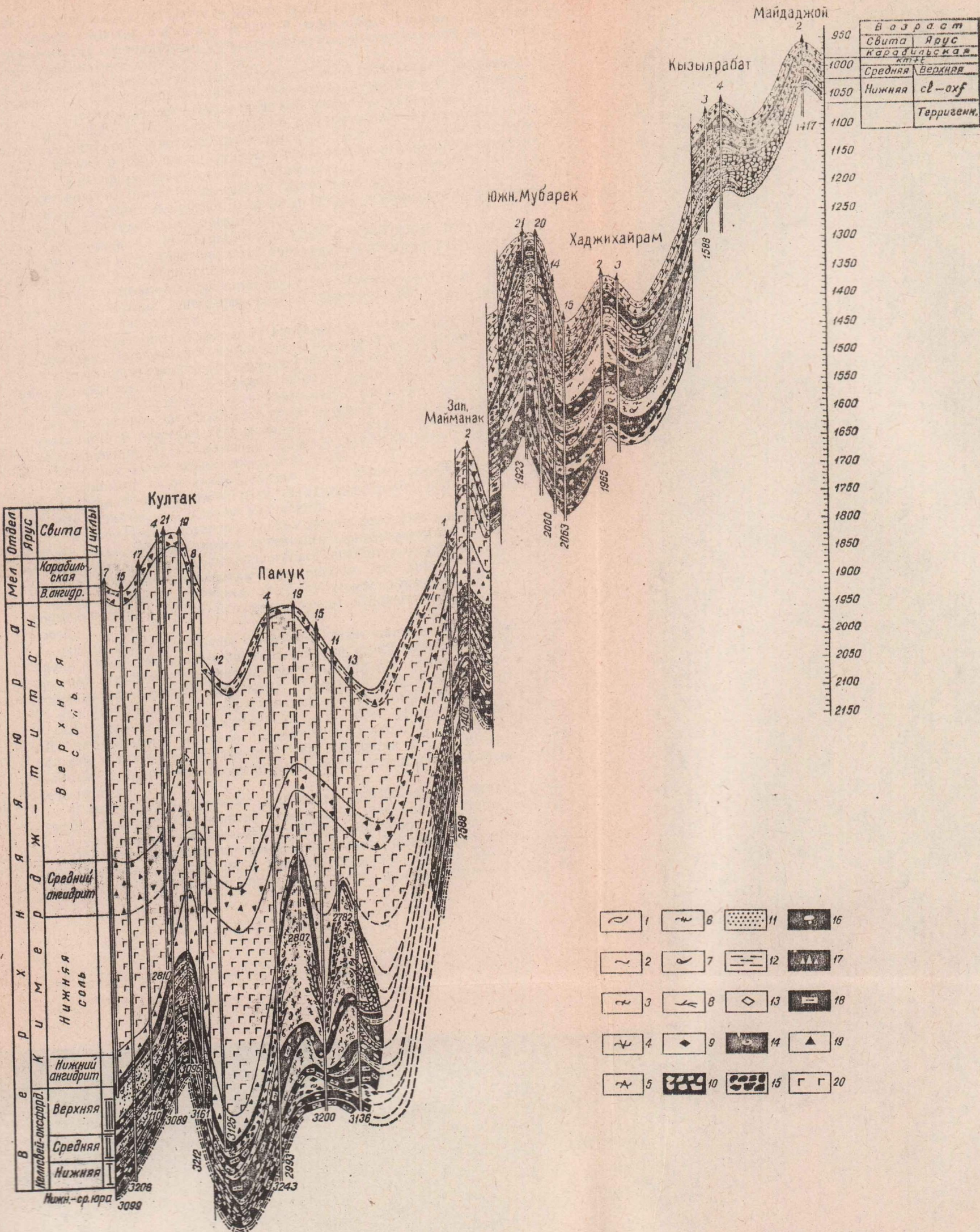


Рис. 6. Литолого-петрографический, биостратиграфический разрез карбонатов келловей-оксфорда по линии Култак — Зап. Майдаджой. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, 1972 г.

Породы рифовой фауны: фитогенные (I Vg¹:La) — 1 — водоросли неопределенного систематического положения, 2 — строматолиты, 3 — багряные водоросли, 4 — сине-зеленые водоросли, 5 — зеленые водоросли; зоогенные (I Vg²:La) 6 — строматопориды, 7 — кораллы, 8 — мшанки, 9 — доломиты; породы зарифовой фауны: 10 — интрамикрит (III:La), 11 — песчаники, 12 — глины, 13 — доломикрит (III m: d La), 14 — микрит с фауной (III m: b):La); породы предрифовой фауны: 15 — интрапарлит (II:La); породы рифовой платформы: 16 — микрит со спикулами губок (III m: a): La), 17 — микрит с обломками криноидей III m: (b):La), 18 — микрит с глиной (II: III m: La), 19 — ангидриты, 20 — соль.

цемент породы, как показатель конечной стадии литификации, имеет перво-степенное значение, а аллохимические и терригенные компоненты рассматриваются как дополнительные факторы для распознания условий седиментации карбонатных пород.

Интракластовые или брекчиевидные и песчаниковые карбонатные породы. Состоят в основном из неокатанного или слабоокатанного известнякового материала, имеют местное происхождение. Как указывают М. С. Швецов (1932, 1938), Г. И. Теодорович (1945), они сформировались в более или менее мелководном море, в котором некоторые участки морского дна поднимались выше уровня и разрушались морской образией, за исключением известняковых брекчий растрескивания. Основная масса сблсочного материала брекчиевидных известняков состоит формально из аллотигенного материала, но местного (недалекого) происхождения и имеющего геологически тот же или немного более древний возраст.

По мнению Г. И. Теодоровича (1958), сбломочный известняковый материал или интракласт является продуктом местного разрушения и перемыва только что сформировавшихся отложений.

Интракластовые или брекчийсодержащие известняки состоят из известняковых обломков, цементированных известняковой илью, доломитом и очень редко ангидритом.

Обломочные (интракластовые) карбонатные породы, вернее слагающие их обломки, образуются в результате разрушения местных пород, возникших в том же водоеме, где формируются сами обломочные слои. Эти известняки, с точки зрения И. В. Хворовой (1958), можно назвать сбломочными.

Величина, угловатость или окатанность обломков интракластовых частиц в основном обусловлены гидродинамическими условиями, господствовавшими в бассейне седиментации. Указанная связь, предложенная в классификации И. В. Хворовой, является определяющей, а по Р. Л. Фолку (1959), она имеет второстепенное значение.

В принятой нами классификации Р. Л. Фолка основным критерием, определяющим законченный этап осадконакопления, является цементирующее вещество аллохимических частиц.

Согласно И. В. Хворовой и многих других исследователей, хорошо окатанные гальки обуславливают активный гидродинамический режим водоема. Эти частицы аллохем, попадая в более спокойную среду, могут цементироваться илистым карбонатным материалом. Эти аргументы позволяют говорить о преимущественном значении цементирующего вещества (а не форме и величине частиц) в познании среды седиментации аллохимических пород.

Среди пород встречены следующие типы аллохем: интракласты (обломки известняков), органические остатки, представленные целыми скелетными остатками организмов или их обломками, оолиты, паллеты и фекальные комочки или капролиты. Последние хотя и не были выделены Р. Л. Фолком как главный аллохимический компонент известняков, но в связи с частым обнаружением их в породах рассматриваемой формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Хивинской области и исходя из упрощенной классификации К. Я. Вольфа (1960), мы сочли необходимым рассматривать капролиты в качестве аллохимических компонентов.

В связи со спорадичным появлением других аллохимических компонентов, в частности пизолитов, конкреций и др., они не были включены в разряд главных и отмечаются лишь при описании шлифов.

Обломочные (интракластовые) известняки. Среди интракластов карбонатной формации выделяется две разновидности: первая более развита среди пород карбонатной формации и имеет сложное строение (рис. 7),

вторая менее распространена и однородна по составу слагающих компонентов (рис. 8).

Интракласты первой разновидности состоят из обломков и целых раковин организмов, паллетов, оолитов, обломков рифогенных пород, терригенного материала и из обломков более древних интраклатов. Последние выражены обломками чистого пелитоморфного известняка и в большинстве случаев образуются на месте скопления пород. Эти разновидности интраклатов в одних случаях имеют микрокристаллический илистый цемент — интрамикрит (рис. 7), а в других — крупнокристаллический кальцитовый (шпатовидный) цемент — интраспарит (рис. 8). Очень часто среди исследованных пород обнаружены интраклатовые, сцементированные

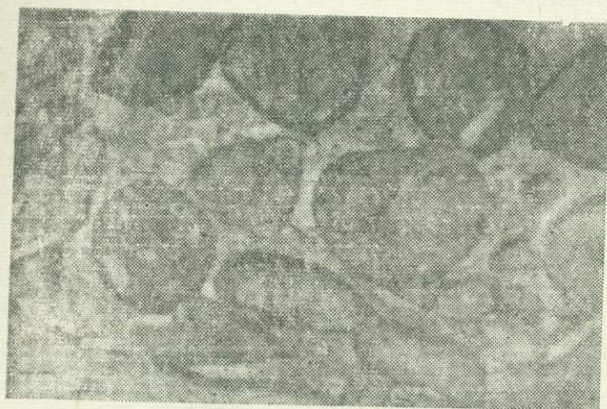


Рис. 7. III (b) : dLa. Интрамикрит, крупногалечный, темно-серый. Гальки интраклатов хорошо окатанные и сложены из органогенного шлама. Цемент пелитоморфный известняк с единичными хорошо ограниченными зернами доломита. Пл. Кульбешкак, скв. 2, шл. 39, интервал 2060, 5—2064,3 м. Ув. 24*.

зернами доломита различной фракции и в единичных случаях ангидридом. Интраклатовые со шпатовидным кальцитовым цементом в основном приурочены к предрифовым образованиям карбонатной формации (рис. 5,6).

По количеству интраклатосодержащих пластов и по их мощности среди указанного генетического типа карбонатных пород исследованного нами региона очень четко выделяются две группы. К первой можно отнести интраклатовые известняки, в составе которых основное значение имеют обломки рифогенных пород. Данный тип характеризуется наибольшей мощностью слагающих их пластов и однородностью состава. Ко второй группе мы относим интраклатовые и интраклатосодержащие известняки, сложенные главным образом из обломков известняка различного генезиса. Эти известняки, как правило, имеют небольшие мощности и часто линзовидное строение.

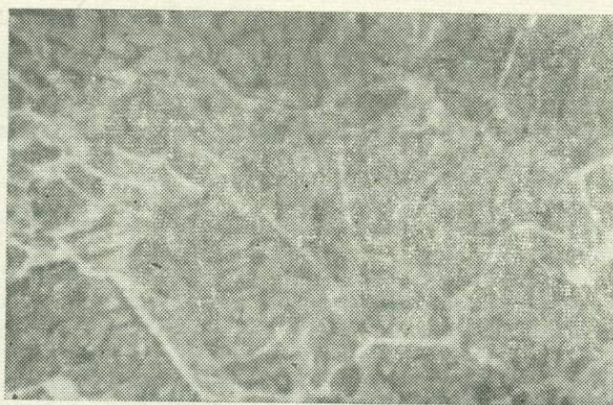


Рис. 8. II : La. Интраспарит, серый, светло-серый. Интраклатовые крупнообломочные, неокатанные и сложены из пелитоморфного известняка. Ув. 24* обн. Дербент, шл. № 20, интервал 494—497 м.

Вся территория исследованного нами региона разбита на четыре крупные зоны: Гиссарскую, Бухарскую, Каракульскую и Амударьинскую (рис. 1).

Площадное и вертикальное распространение генетических типов карбонатных пород рассматриваемой формации юга Средней Азии в дальнейшем нами будет изложено по указанным зонам.

В Шаргуньском разрезе Гиссарской зоны данный тип представлен двумя пластами интраспарита, расположенного в нижней и верхней свитах. В Аулате, если не учитывать единичные включения обломков интракластов в других типах известняков, чистый интраспаритовый тип известняков отсутствует. В Кукабулакском разрезе они представлены двумя маломощными пластами, в Дербенте — пятью пластами общей мощностью 36 м. В Хатаке мощность интраспаритов достигает 190 м, в Кугитанге прослеживается два пласта.

Резкое увеличение мощности интраспаритовых известняков в Хатаке, по-видимому, связано с последующими изменениями карбонатов данного района (Арифджанов, 1962).

В Гаурдакском районе обнажается лишь 90 м верхней свиты разреза карбонатов, из них 35 м представлено интраспаритами и около 20 м — интрамикритами. В процентном отношении интракласты составляют более 60% разреза формации данного района. В Карлюке имеется единственный пласт интраспарита в верхней части колонки мощностью 6 м; он отличается наличием включений оолитов.

В Аулате наблюдается один пласт неокатанного интрамикрита мощностью 4,5 м, а в Кукабулаке — два пласта: первый имеет включения оолитов, примесь кварца и расположен немного ниже кровли верхней свиты, а второй содержит известковый паллет с обломками раковин и расположен в самой верхней части нижней свиты.

В Дербентском разрезе, так же как и в предыдущем, имеется два пласта, находятся они на таких же гипсометрических уровнях, как в разрезе Кукабулак и представлены органикосодержащими интрамикритами.

В Хатаке интрамикритами обогащена преимущественно верхняя часть нижней свиты, здесь интракласты хорошо окатаны, содержат терригенные примеси и обломки зооценоза. Кроме того, в этом разрезе другие типы известняков засорены частицами интракластов.

Интрамикриты в Кугитанге представлены тремя пластами общей мощностью более 26 м.

В остальных четырех разрезах данной зоны обнажается только верхняя секция разреза карбонатов. Из них разрезы Гаурдака и Карачагаты более насыщены рассматриваемым типом карбонатов. В Карлюке, Ходжиипаке имеются единичные маломощные слои интрамикритов с включениями оолита.

При рассмотрении фактического материала выявлено, что интраспариты в данной зоне в основном приурочены к разрезам средней свиты и часто сложены обломками рифогенных пород, они хорошо окатаны и состоят из крупных галек. Интрамикриты здесь занимают главным образом определенные секции в верхней и нижней свитах и представлены плохоокатанными разностями.

В разрезах Бухарской зоны интракластовые известняки наиболее распространены и сложены главным образом мощными пластами интраспаритов. Интракластовые частицы в них в большинстве случаев имеют рифогенную природу. Они в основном приурочены к передним склонам рифовых тел, образуя породы рифового шлейфа.

Максимальные мощности (до 50 м) рифогенных интраспаритовых известняков в рассматриваемой зоне обнаружены в разрезах Каракума и Карима. В разрезах Карачукур, Южный и Северный Мубарек их мощность резко уменьшается, хотя интраспаритовые известняки здесь являются многопластовыми. От указанных разрезов на северо-запад (Янгиказган,

Даутепа, Аузбай, Аладагир, Кухнагумбас, Свердловло) и юго-восток (Кызылрават, Карабаир, Майдаджой, Карактай, Ташлы, Ходжикудук) интраспаритовые породы постепенно замещаются пластами копрогенных пород, затем доломитами. В разрезе Азляртепе обнаружены пласты интракластов, сцементированные в основном среднезернистым доломитом (интрадоломиты).

Местами в интраспаритах и интрадоломитах цемент выщелочен.

В верхней и нижней секциях разрезов данной зоны интракластовые известняки имеют подчиненное значение по сравнению с другими типами карбонатных пород и в большинстве случаев сцементированы микрокристаллическим и афанитовым известняком.

Интрамикритовые разновидности интракластов среди пород карбонатной формации рассматриваемой зоны встречаются сравнительно реже, чем интраспариты. Они в основном приурочены к заднему склону рифовых массивов. Для средней части карбонатной формации Бухарской зоны эта разновидность интракластов не характерна.

В Каракульской зоне интракластовые известняки по сравнению с другими зонами рассматриваемого региона имеют подчиненное значение. Пласты их маломощные, часто переслаиваются с другими типами карбонатных пород и быстро выклиниваются. Основная масса частиц интракластов сцементирована микрокристаллическим цементом. Сами частицы сложены в основной части разрезов пелитоморфным, афанитовым известняком и характеризуются плохой окатанностью.

Интраспаритовые разности интракластовых пород обнаружены в средней части разрезов Зекры, Западный Майманак и Северный Камаш. В нижней свите такой тип известняков выявлен в Кимереке и Учкыре. В последних разрезах они приурочены к кровле нижней свиты рассматриваемой формации и имеют малую мощность, а частицы интракластов в них отличаются от других мелкозернистостью и среднеокатанностью. Разрезы Кульбешкак, Учкыр и Кимерек характеризуются наличием в них пластов интрадоломитов, которые часто переслаиваются с пластами интрамикритов. Частицы интракластов в интрадоломитах корродированы.

Интракласты, состоящие из рифогенных обломков, в данной зоне встречаются спорадично и лишь иногда образуют маломощные пласты.

В Амударьинской зоне интракластовые породы по сравнению с предыдущей зоной развиты широко. Иногда их мощность достигает 40 м и более (Памук, Уртабулак); они характеризуются хорошей окатанностью.

По сравнению с интраспаритом интрамикриты имеют подчиненное значение.

В данной зоне, кроме указанных типов интракластовых пород в средней части Адамташского разреза, отмечены единичные пласты доломикрита. Примечательно присутствие в данном разрезе рассматриваемой зоны пласта доломитизированного интраангидрита.

На основании фактических данных можно говорить о том, что интракластовые известняки в Бухаро-Хивинской области главным образом сконцентрированы в переднем и заднем склонах рифовых массивов и образуют породы рифового шлейфа.

Интраспариты, по Р. Л. Фолку, необходимо связывать с теми зонами бассейна седиментации, которые характеризуются активным гидродинамическим режимом, тогда как интрамикриты формируются в зонах с меньшей гидродинамической активностью.

Механизм образования интракластовых известняков, по Р. Л. Фолку, следующий. Слабоуплотненный, не до конца литифицированный карбонатный ил, а также подводная кора выветривания перемещаются донными

течениями, морскими волнениями и подводными оползнями. Образующиеся в осадке трещины в зависимости от гидродинамических условий водоема заполняются микрокристаллическим или шпатовидным (яснокристаллическим) кальцитом. В таких случаях формируются угловатые, неокатанные интракластовые породы. Окатанные интракластовые частицы, по мнению Р. Л. Фолка, образуются под воздействием растрескавшегося слабоуплотненного карбонатного ила.

Размеры интракластов в породах колеблются от мелких песчинок до галек или валуна, как в обычных известняковых конгломератах. Зачастую они слабо окатаны.

Среди пород исследуемой формации встречаются иногда интракластовые разности, обогащенные одновременно шпатовидным и микрокристаллическим кальцитовым цементом. Такие породы Р. Л. Фолк называет переходными и их генезис связывает с резким изменением среды осадконакопления.

В количественном и качественном изменении интракластовых пород в разрезах карбонатной формации исследованного нами региона наблюдается определенная закономерность.

С северо-запада на юго-восток разрезы формации постепенно обогащаются интракластовыми породами. В этом же направлении их микролитовый илистый цемент замещается светлым крупнокристаллическим кальцитом, частицы интракластов укрупняются, становятся более окатанными и в их составе преобладают рифогенные обломочные известняки.

Оолиты. В карбонатной формации верхней юры рассматриваемого региона оолиты распространены меньше по сравнению с другими типами известняков.

В гиссарской зоне они сгруппированы в разрезах Шаргуня, Аулата и Кукабулака. Если в Шаргунском разрезе оолиты в основном приурочены к нижней свите карбонатов и представлены оомикритом, то в Аулате они состоят из ооспарита и присутствуют среди пород средней свиты.

В Кукабулаке данный тип состоит из оомикрита и находится в нижней части верхней свиты. Ооспариты здесь приурочены к нижней и средней свитам.

В Дербенте имеется три слоя ооспарита, из них два приурочены к средней свите и один, мощностью 1,0 м, — к верхней части верхней свиты. Кроме того, в данной свите имеется еще три слоя оомикрита, из них два мощностью по 1,5 м и один 5,4 м. В подошве нижней свиты — один слой оомикрита мощностью 16,5 м.

В Хатакском разрезе Гиссарской зоны чистые оолитовые породы отсутствуют, но почти по всему разрезу внутри других типов пород имеются зерна оолитов.

В Кугитанге оолитовыми пластами насыщены все три свиты карбонатной формации. Нижняя содержит два мощных пласта оомикрита общей мощностью 43,7 м. Кроме того, один пласт имеет примеси оолитов. В средней свите имеется пласт оомикрита мощностью 13,0 м и пласт ооспарита мощностью 6,2 м. Вблизи кровли верхней свиты есть два пласта оомикрита общей мощностью 13,7 м.

В остальных районах данной зоны более насыщены оолитовыми породами разрезы Карлюка и Карачагаты, тогда как в Гаурдаке и Ходжиипаке единичные маломощные прослойки оомикрита и оолита представляют собой лишь примесь в известняках других типов.

На территории Бухаро-Хивинской области оолитовые слои сгруппированы в низах разрезов Кимерек, Учкыр, Кульбешкак, Ташлы.

В указанных пунктах основная часть оолитовых известняков сцементирована крупнокристаллическим шпатовидным кальцитовым цементом

(рис. 9), в Учкыре и Кульбешкаке (рис. 10) — микрокристаллическим известковым илом. В кровле средней секции карбонатной формации Южного Мубарека обнаружен девятиметровый пласт ооспарита. Зерна оолитов во многих разрезах имеют зачаточный характер, их центральное ядро состоит из обломков раковин организмов и реже кварца, полевого шпата и других минералов и пород.

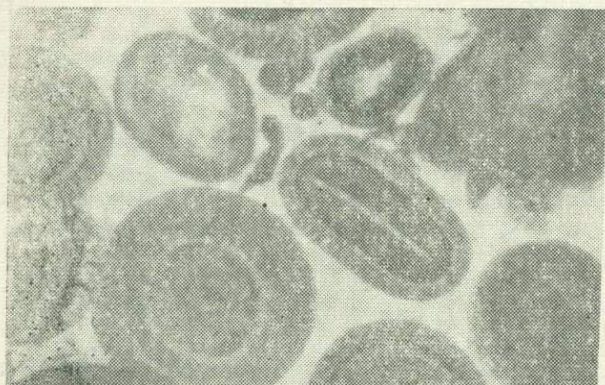


Рис. 9. Ю: Ла. Ооспаритовый известняк. Зерна оолитов имеют округлую и эллипсоидальную форму с концентрически скорлуповатым строением. Цемент яснозернистый, светлый кальцит. Пл. Кульбешкак, скв. 17, шл. 915, интервал 2231,3—2235,3 м. Ув. 24*.

Кроме указанных типов оолитовых пород, в средней части верхней секции карбонатной формации Адамташского разреза выявлен пятиметровый пласт оолитовой карбонатной породы, где зерна оолитов сцементированы среднезернистым, хорошо ограниченным доломитом. Подобный тип оолитовой карбонатной породы, вернее оодоломит, кроме указанного разреза, нами нигде больше не встречен.

Кроме пластообразных тел, оолиты очень часто встречаются как включения с другими аллохимическими компонентами карбонатных пород. Такие разновидности оолитосодержащих пород содержатся почти во всех разрезах Южного и Западного Узбекистана.

Как известно, оолитовые породы состоят преимущественно из оолитов — округлых или эллипсоидальных тел с концентрически-скорлуповатым или одновременно лучистым строением. Возникновение оолитов подробно освещено в трудах советских и зарубежных геологов (Теодорович, 1941, 1955; Швецов, 1948; Иллинг, 1954; Хворов, 1958; Эгамбердыев, 1954 и др.), поэтому мы ограничимся лишь описанием встреченных оолитовых структур.

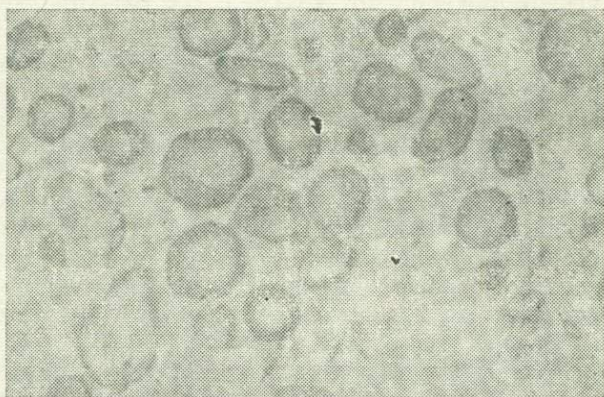


Рис. 10. По (i, b): Ла. Оомикрит с единичными зернами интракластов и обломками водорослей. Цемент пелитоморфный, илестый карбонат. Пл. Кульбешкак, скв. 17, шл. 924, интервал 2276,7—2280,2 м. Ув. 24*.

Большинство оолитов исследуемой формации обладает концентрически-скорлуповатым строением. Однако иногда встречаются и оолитоиды — округлые или овальные оолитоподобные образования, по внешним контурам сходные с типичными оолитами, но не имеющие ни концентрического наложения, ни обособленного ядра. Р. Л. Фолк отмечает, что сферические массы микрокристаллического кальцита, лишенные внутренней структуры

могут быть интракластами и паллетами, поэтому с генетической точки зрения он считает оолиты неоднородными.

В большинстве случаев оолитовые известняки хорошо отсортированы, однородны и лишь иногда содержат примесь аллохема и терригенного мате-

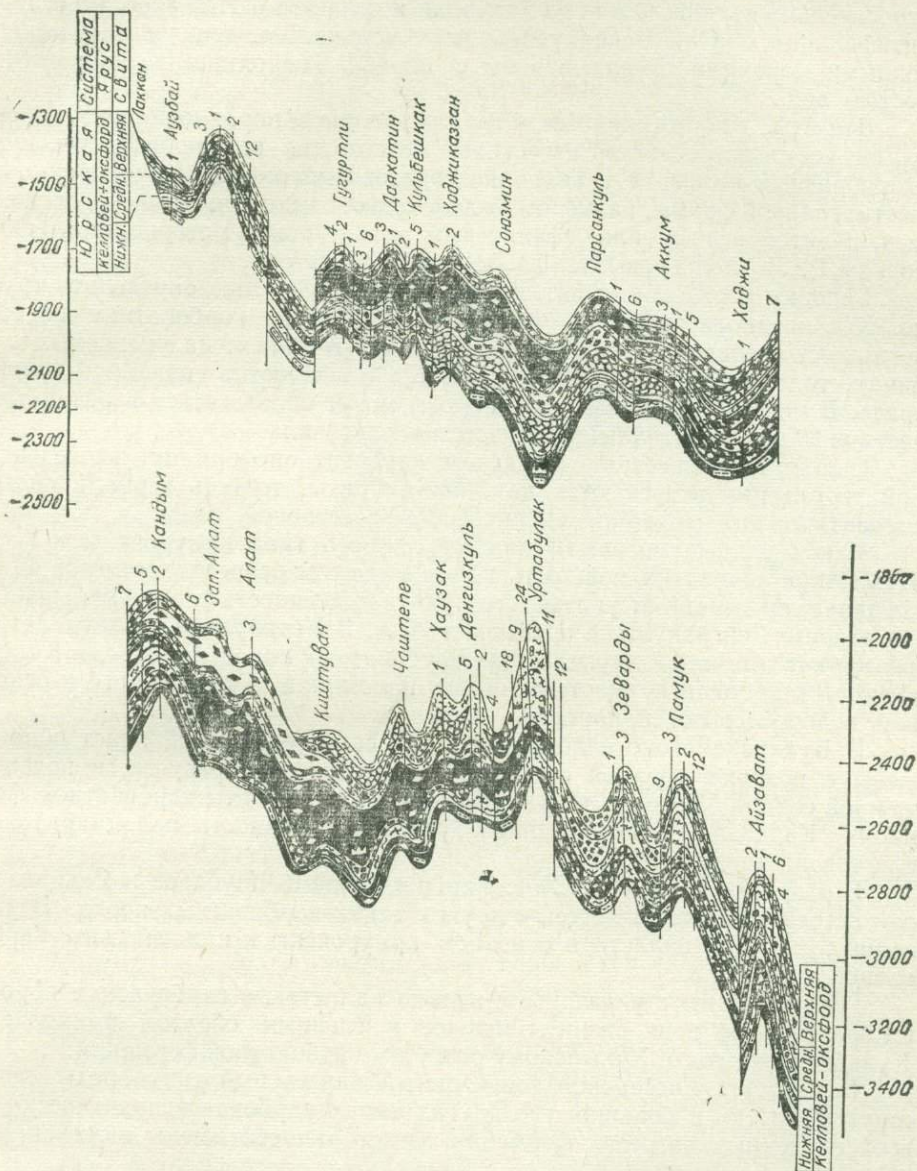


Рис. 11. Литолого-петрографический и биостратиграфический разрез карбонатов келлоев-оксфорда по линии Аузбай — Кульбешкак — Кандым — Уртабулак — Памук — Айзават. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, 1967 г. Условные обозначения см. на рис. 3.

риала. Зерна оолитов в основном округлые, редко яйцевидные или эллипсоидальные.

Оолитовые породы по типу цемента подразделяются на ооспариты и оомикриты.

Ооспариты приурочены в основном к средним, а оомикриты — к верхним и нижним секциям изученных разрезов (рис. 5, 11).

Ооспариты, по Р. Л. Фолку, возникают в более подвижной и повышенной зонах бассейна седиментации, где гидродинамическая активность вод относительно велика. Оомикриты также возникают в этой зоне, но еще до литификации они перемещаются в менее подвижные, защищенные мелководными морскими отмелями зоны с низкой гидродинамической активностью вод.

Паллеты. Кроме типичных интракластов среди пород карбонатной формации часто встречаются известняки, состоящие из проблематических, однообразных по форме и величине образований округлой, четырех- или шестиугольной формы, размером от долей до 0,4 мм в поперечнике, сложенных пелитоморфным или афанитовым известковым материалом. Такие породы Р. Л. Фолк называет известковым паллетом.

Условия образования паллетовых пород полностью определить трудно. Как предполагает Р. Л. Фолк, палоспаритовые карбонатные породы возникают в среде с постоянным спокойным течением, на умеренных глубинах, тогда как паломикриты создаются в абсолютно спокойной водной среде. В некоторых случаях эти породы могут образоваться в результате частичной перекристаллизации известнякового ила.

Паллетовые известняки в разрезе карбонатной формации исследованной территории встречаются как паломикриты, то есть зерна паллетов сцементированы микрокристаллической известковой илью.

Максимальные мощности пластов данного типа приурочены к Амударьинской зоне и их мощность в Адамташском разрезе достигает 40 м. На запад, юго-запад от указанного пункта их мощность резко уменьшается и в разрезе Денгизкуль не превышает 20 м. В Уртабулаке паллеты встречаются как примесь в других типах карбонатных пород. В разрезе Култак имеются маломощные пласты илистого паломикрита, сложенного в основном водорослевыми паллетами.

В Бухарской зоне паломикриты как самостоятельный пласт обнаружены в подошве верхней секции Ходжикудукского разреза, в подошве нижней секции Карима и в нижней части верхней свиты карбонатной формации Карабаира. В указанных разрезах мощность паломикритовых пластов не превышает 20 м.

В разрезах Азляртепе, Ходжихайрам, Южный Мубарек и Янгиказган они встречаются как примесь в других типах карбонатных пород. В указанных разрезах паллеты в основном приурочены к нижней свите карбонатной формации.

По сравнению с указанными зонами паллетовые карбонатные породы в Каракульской зоне развиты меньше и главным образом приурочены Кульбешкакскому и Учкырскому разрезам карбонатной формации.

В разрезах Гиссарской зоны чистый паллетовый тип породы почти отсутствует, но в большинстве других типах карбонатов практически во всех изученных разрезах формации известняки обогащены включениями паллета.

Чистые палоспаритовые разновидности паллетового типа известняка в данной зоне встречены в средней свите Аулата, Дербента и в средней части нижней свиты Хатака. Единичный маломощный слой доломитизированного палоспарита встречен также и в Карлюкском разрезе. Обнаружены хорошо отсортированные палоспаритовые известняки в средней части формации в Зевардах, Западном Ташлы.

Паломикритовая разновидность паллетового типа известняка распространена несколько шире и встречается во всех разрезах данной зоны.

Органические остатки. Гораздо шире распространены в составе известняков карбонатной формации рассматриваемого региона, материал явно органического происхождения, представлены целыми скелетными остатками организмов или их обломками. Среди них имеются разнообразные водорослевые рифообразующие, фораминиферовые, брахиоподовые известняки, криноидные и смешанные органогеннообломочные и рифогенные известняки и т. п. (рис. 12).

В классификации Р. Л. Фолка органические остатки как образованные на месте, так и перемещенные из своего первоначального места захоронения, группируются вместе как аллохимические компоненты, кроме коралловых и водорослевых структур, развивающихся на месте и образующих отдельную группу пород, которые будут рассмотрены несколько ниже.

Органический мир, населяющий келловей-оксфордское море, был очень разнообразным, а образованные в это время породы могут быть подразделены на две большие группы.

К первой мы относим породы, возникшие за счет зооценоза.

При просмотре шлифов пород карбонатной формации данного региона среди организмов, создавших такие породы, обнаружены плеченogie, брахиоподы, аммониты, иглокожие, криноиды, моллюски-пелещиноды, гастроподы; корненожки — фораминиферы, головоногие; кишечно-полостные — кораллы, гидроидные полипы, строматопороидеи, губки (Арифджанов, 1971)*.

Ко второй группе отнесены породы, образованные в результате жизнедеятельности организмов фитогенного происхождения. Такие породы сложены различными видами водорослей (Тамашаев, 1963, Арифджанов, 1964).

При рассмотрении шлифов пород карбонатов келловей-оксфорда данного региона обнаружены багряные, сине-зеленые, зеленые, золотистые и харовые водоросли.

При рассмотрении количественных отношений в размещении представителей этих двух генетических групп биоценозов в разрезе формации выявляется определенная закономерность. В подошве формации породы обогащены преимущественно зоогенной органикой, в средней части — смещенной зоофитогенной органикой и, наконец, в кровле в основном фитогенной органикой.

Биогенные породы представлены как микрокристаллической иловой массой (биомикрит, тип II), так и крупнокристаллическим кальцитом (биоспарит, тип I). Биомикритовые породы образуются в спокойных гидродинамических условиях, где микрокристаллический известковый ил не выносятся из раковинного материала. Такие условия, по Р. Л. Фолку, существуют как в глубоких, так и в мелких защищенных участках водоема. Почти все породы формации, содержащие фитоценоз, сложены биомикритом.

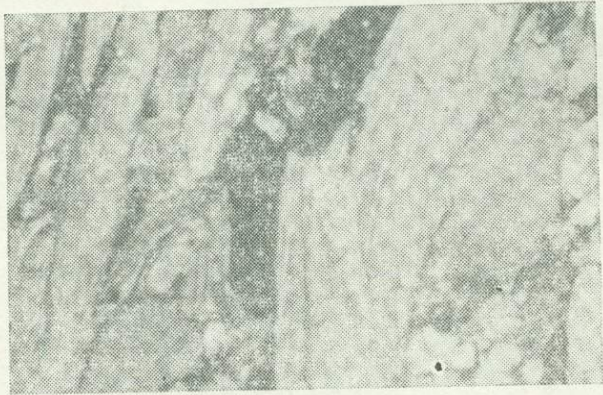


Рис. 12. Пб³: Ла. Биомикрит, крупнодетритусовый, брахиоподовый известняк с мелкими полипниками шестилучевых кораллов. Пл. Кульбешкак, скв. 6, шл. 28, интервал 1916,8—1922,8 м, ув. 24*.

Как известно (Давиташвили, 1948; Маслов, 1959), сине-зеленые водоросли живут обычно в стоячей, сильно загрязненной воде с повышенной соленостью, поэтому надо полагать, что водорослевые биомикритовые породы исследуемой формации образовались в мелководных защищенных участках бассейна также с повышенной соленостью.

Биоспаритовые породы образуются в водной среде с повышенной гидродинамической активностью. Размер индивидуальных частиц биоспаритов колеблется от мелких фораминифер, турителл до крупных остракод, брахиопод, криноидей, аммонитов и др.

Биомикритовые породы изобилуют обломками водорослей. Как указывает Р. Л. Фолк, большинство водорослей быстро кристаллизуется в шпатовидный кальцит. Другие типы водорослевых структур напоминают интракласты.

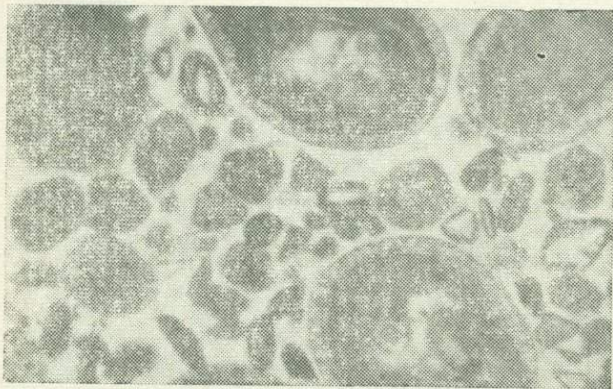


Рис. 13. Ю (к): Ла. Ооспаритовый известняк с включениями зерен копрогенных образований. Пл. Кульбешкак. скв. 17, шл. 921, интервал 2271,1—2276,7 м, ув. 24*.

Биомикриты, образованные строматолитовыми водорослями, состоят из сложных бугров, бугристо-слоистых или волнисто-слоистых линз и слоев. Биоспарит и биомикрит по отсортированности и ориентации раковин различны.

Отсортированность и ориентация в биомикритах обычно низкая. В биоспаритах степень повреждения органических остатков всегда больше, чем в биомикритах.

Копрогенные породы. На поверхности, а также внутри осадка могут возникнуть породы, связанные своим происхождением с жизнедеятельностью организмов — образования, способные сохраниться в благоприятных условиях в виде окаменелостей, но не представляющие собой остатки тел организмов.

Максимальные мощности копрогенных пород в основном приурочены к мелководным участкам водоема и развиты они главным образом в зарифовых образованиях карбонатной формации Бухарской зоны.

Если на северо-западе Янгиказгана, Кухнагумбаса копролиты являются примесью в других типах карбонатных пород (рис. 13), то к юго-востоку они приобретают вид пластообразных тел. В этом же направлении постепенно увеличивается их мощность. Если мощность копромикрита в разрезе Свердлова не превышает 4 м, то в Карачукуре она более 8 м. В разрезе Каракай на юго-восточном окончании Бухарской зоны копролитовые породы приобретают спаритовый характер и мощность их пластов достигает 12 м.

На юго-востоке от указанного разреза мощность пласта копроспарита постепенно уменьшается. Если в разрезе Ташлы мощность данного типа не превышает 6 м, то уже в Азляртепе копролиты встречаются в виде примеси в других типах карбонатных пород.

В Каракульской зоне копрогенные породы развиты меньше, чем в предыдущей. Здесь они встречаются как пластообразные тела только в разрезе Кимерек. Мощность их не превышает 0,5 м. В других разрезах данной зоны они встречаются как примесь.

Разрезы Амударьинской и Гиссарской зон по содержанию копрогенных пород занимают последнее место в Южном и Западном Узбекистане. Здесь пласты копролитов обнаружены в Уртабулаке, Кукабулаке, Аулате и Шаргуне (рис. 14). В остальных разрезах копролиты встречаются в виде примеси в других типах карбонатов и в основном приурочены к микролитовым разностям пород.

Отличительной чертой копролитов является их характерная клиновидная и веретенообразная форма с резкими конусообразно суживающимися концами и отсутствие внутренней структуры. Копролиты в породах редко достигают крупного размера, обычно они находятся в интервале от очень мелкокристаллических до среднезернистых.

Копрогенные породы, как биогенные и другие типы аллохимических пород, имеют шпатовидный и мелкокристаллический кальцитовый цемент. Как видно из вышеприведенного, последний по сравнению с первым больше распространен и приурочен в основном к зарифовым образованиям разрезов.

Микрокристаллический известняк (микрит) почти полностью состоит из микрокристаллического, афонитового известкового ила, где аллохемное

вещество встречается в небольшом количестве или вообще отсутствует (рис. 15).

Данный тип карбонатов в разрезах формации исследованной нами региона в основном приурочен к нижней и верхней свитам и обнаружен во всех разрезах формации.

Чистый микритовый известняк на территории Западного Узбекистана в рассматриваемой формации не обнаружен. Здесь все имеющиеся слои микрита встречаются с включениями аллохем или терригенного

материала (рис. 16). Очень часто попадают микриты различной степени доломитизации.

В юго-западных отрогах Гиссара в разрезе Дербент обнаружен единственный пласт чистого микритового известняка.

Пласты микритовых известняков по простиранию и вкост наслоения часто замещаются другими типами карбонатных пород.

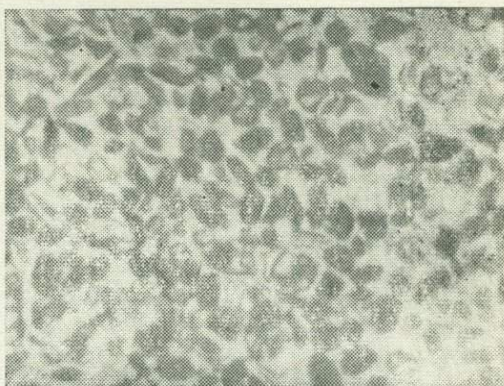


Рис. 14. Кк(в):1а. Копролит с мелкими раковинками фораминифер, обнажение Аулат, шл. 69, слой 20, ув. 24*.



Рис. 15. Fr Шм(в):dLa. Микрит тонкозернистый, слабоцементированный илистый известняк с единичными включениями водорослей. Пл. Кимирек, скв. 1, шл. 744, интервал 1979,8—1983,55 м, ув. 35*.

Ортохимические компоненты (ортохемы) или продукты нормального химического осаждения. Ортохимические компоненты в породах рассматриваемой формации представлены микрокристаллическим кальцитовым илом и шпатовидным (яснокристаллическим) кальцитовым цементом.

Микрокристаллический кальцит преобладает в качестве связывающего вещества в разрезах карбонатной формации верхней юры юга Средней Азии и приурочен главным образом к верхней и нижней секциям разрезов, а шпатовидный (яснокристаллический) кальцит — к средней (рис. 5, 11).

Микрокристаллический кальцитовый ил образует зерна диаметром 1—4 мк, обычно он полупрозрачен, с коричневатым оттенком в тонком шлифе. Р. Л. Фолк рассматривает его как типичный ортохимический компонент — продукт нормального химического осаждения. Таким цементом в основном обогащены породы верхней и нижней свит формации. В районах, где развиты рифообразования, данный тип цемента замещается крупнокристаллическим кальцитом и редко ангидритом.

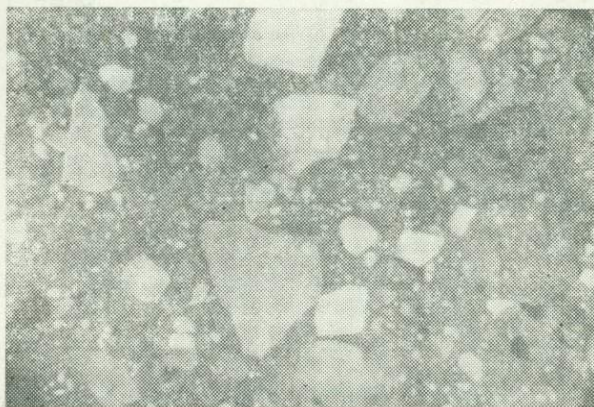


Рис. 16. Тг IIIп (Тп) : Ла. Известняк пелитоморфный с обломками ангидрита. Қандым, скв. 7, ув. 32* (шлиф 51,3²⁻³) Ахмедов.

Шпатовидный кальцитовый цемент от предыдущего отличается прозрачностью и более крупными размерами кристаллов.

Размер зерен кристаллов шпатовидного кальцита зависит от размера пор и степени кристаллизации, в большинстве образцов размер шпатовидного кальцита колеблется от 0,2 до 10 мк, но единичные кристаллы имеют размеры до 1 мм и более. Яснокристаллический кальцитовый (шпатовидный) цемент в породах карбонатной формации исследованного нами региона главным образом сконцентрирован в разрезах предрифовых образований.

К ортохимическим компонентам относятся перемещенные и перекристаллизованные минералы, возникшие после отложения первичного вещества или в результате его перекристаллизации. К ним относятся перекристаллизованный кальцит, доломит, некоторые типы кварца, халцедона, соли, ангидрита, пирита и др.

Микрокристаллический кальцитовый ил в породах формации кроме цемента аллохема часто образует микрокристаллические породы (тип III, микриты). Они содержат менее 10% аллохем. Эти породы состоят из полупрозрачных зерен кальцита диаметром 1—4 мк с коричневатым отливом в тонком шлифе. В штуфах они тусклые, мелкозернистые, дающие массу литографического известняка.

В полевых условиях эти породы легко устанавливаются по характерной темной, иногда коричневатой окраске, глинистости, тонкозернистости. Они всегда насыщены органическим углеводородом и при ударе молотком выделяют сероводородный запах.

Данная порода по процентному содержанию аллохем подразделяется на два подтипа. Первый, содержащий до 1% аллохем и названный Фолком

микритом (тип III), среди пород исследуемой формации встречается редко. Второй подтип, содержащий до 10% аллохема, в соответствии с типами аллохемов выделяется как органикосодержащий микрит (III_m(b):La). Паллет-содержащий микрит (III_m(p):La) и т. д. (схема).

Яснокристаллический кальцит (*sparite* *суп.* *sparry calcite* — шпатовидный кальцит) — термин свободного пользования, применяемый при описании любых прозрачных и просвечивающих кристаллических кальцитов и арагонитов. Данная модификация кальцита образует скопления различных морфологических типов, например зернистые, друзовые, волокнистые и листоватые. Такие кальциты, как указывают Г. Д. Биссел и Д. В. Чилингар (1970), могут образовываться тремя способами: 1) путем физико-химического осаждения, 2) при перекристаллизации и 3) в результате перекристаллизации в твердом состоянии. Образования первого типа начинаются с приставки *орто*, обозначающей первичный цемент породы, к названиям двух других типов добавляется приставка *псевдо*, означающая вторичность данного процесса. Шпатовидный кальцит сложен кристаллами диаметром более 0,02 мм. Кроме того, некоторые петрографы выделяют мелкокристаллические шпатовидные кальциты с размером кристаллов 0,005—0,02 мм. Шпатовидный кальцит относится к чистым прозрачным или просвечивающим, легко раскалывающимся по слоистости кристаллическим частицам, обычно образующим агрегаты с мозаичной структурой. Эти образования Р. Л. Фолк называет шпатовидным кальцитовым цементом, который состоит из зерен или кристаллов крупнее 10 мк в диаметре. Корень *spar* — *шпат* обозначает относительную чистоту кальцита в шлифах и в штучных образцах.

Рассуждая о генезисе этих образований, Г. И. Теодорович (1958) указывает, что по мере накопления известнякового ила в бассейне, оно постепенно обезвоживается, обычно несколько повышается рН иловой воды (по сравнению с поверхностным слоем ила), протекают обменные реакции между водами и вмещающими их отложениями. Все это приводит к возможности медленного выпадения CaCO₃, который не будет образовывать новых зерен, а пройдет на разрастание ранее существовавших зерен CaCO₃ осадка. Это будет происходить потому, как указывает вышеупомянутый автор, что процесс выделения CaCO₃ в прикрытом осадке протекает обычно в условиях неподвижных вод, при большой величине отношения твердая — жидкая система (Казаков, 1937), при незначительном перемещении или при постепенном изменении степени пересыщенности CaCO₃. Так создаются предпосылки для отвердевания микрозернистого известкового материала в перекрытых осадках в условиях медленного разрастания микроскопических зернышек CaCO₃, ранее выпавших из водной массы бассейна.

Такой материал приурочен в основном к породам, развитым в средней части разрезов и встречается преимущественно в предрифовых образованиях.

Из перемещенных и перекристаллизованных минералов, возникших после отложения первичного вещества или в результате перекристаллизации пород, отмечаются доломит, кварц, холцедон, соль, пирит и др.

Доломит и реже ангидрит встречаются как цементирующее вещество (рис. 17). Такой цемент обнаружен в разрезах Янгиказган, Даутепе, Аузбай, Учкыр и реже Даяхатын (Арифджанов, 1972).

Генетическая классификация карбонатов келловей-оксфорда.

Как было показано, карбонатная формация сложена пятью разновидностями аллохемов (интракласты, оолиты, органические остатки, паллеты, копролиты), причем каждый из них содержит то иловую массу (микрокристаллический известковый ил), то химический цемент (шпатовидный кальцит, доломит, ангидрит). Кроме того, в разрезе формации встреча-

Таблица 4

Генетическая классификация карбонатных пород келловей-оксфорда юга Средней Азии

Группа известняков	Тип известняков	Основные разновидности	Содержание аллохем, %	Окраска	Крепость	Запах при ударе молотком	Структура цемента	Нерастворим. ост., %	Среда осадконакопления	Органический мир	Текстура
Аллохимические	Шпатовидные аллохимические известняки (I)	Интраспарит Ооспарит Биоспарит Палоспарит Копроспарит	Более 10	Серая, светлосерая с голубоватым оттенком	Очень крепкий	Слабый	Крупнозернистый	1—10	Относительной гидродинамической активности вод	Смешанный зоофитогенный	Массивная
	Микрокристаллические аллохимические известняки (II)	Интрамикрит Оомикрит Биомикрит Паломикрит Копромикрит	Более 10	Серая, темносерая	Крепкий	Сильный	Среднезернистый	10—20	Низкий гидродинамической активности вод	По направлению к кровле формации увеличивается процентное содержание фитогенной, в сторону подошвы зоогенной органики	Грубослоистая
	Доломитовые аллохимические известняки (V)	Интродоломит Оодоломит Копродоломит	Более 10	Серая, светлосерая, белесоватая, желтоватая	Плотный, часто рыхлый	Сильный	Крупнозернистый	1—10	Относительной гидродинамической активности вод		
	Аллохимические известняки (VI), цементированные ангидритом	Интраангидрит	Более 10	Серая, светлосерая, белесоватая, желтоватая	Плотный, часто рыхлый	Сильный	Крупнозернистый	1—10	Породы, возникшие в стадии эпигенеза		Слоистая

Микрокристаллические

Микрокристаллические	Микрокристаллические известняки (III)	Интракласт, содержащий микрит Оолит, содержащий микрит Органикосодержащ. микрит								
		Паллитсодержащ. микрит Копролитсодержащий микрит	1—10	Темно-серая, черная	Плотный	Очень сильный	Мелкозернистый	Более 10	Полный гидродинамический покой	Разнослоистая
		Микрит	Менее 1	Темно-корич.			Тонкозернистый		Относительной гидродинамической активности вод	Тонкослоистая
Биогенные	Доломиты (V)	Доломикрит	Менее 1	Светло-серые, серые, темно-серые	Слабоуплотненные, реже рыхлые	Едкий	Разнозернистый	1—10		Массивная
	Рифогенные известняки (IV)	Рифовые извест.		Серая белесоватая, желтоватая	Слабоуплотненные					
		Рифогенные известняки	Более 10		Слабоуплотненные, реже рыхлые		Крупнозернистый, реже мелкозернистый		Относительной гидродинамической активности вод	Слоистая

ются и известняки, целиком состоящие из микрокристаллического кальцитового ила, биостромы — линзовидные или пластообразные тела, сложенные остатками организмов, частью находящихся в прижизненном положении. Биостромы в отличие от биогермов¹ не образуют значительных выступов и не отличаются существенно по мощности от слоев, в которые переходят по простиранью (Палеонтологический словарь, 1965).

Петрографическое изучение основных типов карбонатных пород показало, что они состоят из смесей аллохимических компонентов. Одни из них сложены оолитами, органическими остатками со шпатовидным кальцитовым цементом, другие — паллетами с микрокристаллическим известковым илом, доломитом, реже ангидритом или полностью микрокристаллическим кальцитом, доломитом и рифовыми образованиями, представленными известняками, возникшими в результате жизнедеятельности колониальных организмов.

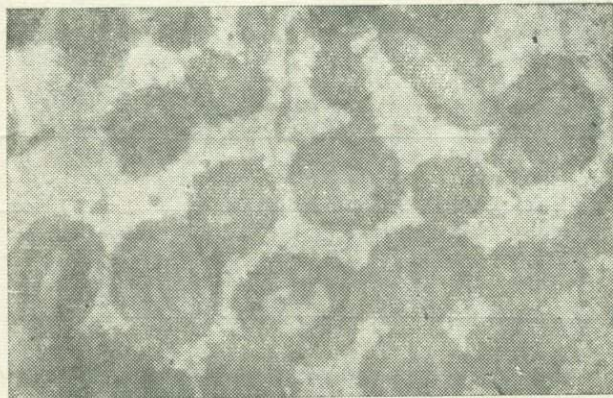


Рис. 17. $V_0(b)$: Да. Оодоломит. Зерна оолитов сцементированы зернистым доломитом. Имеются включения органики. Пл. Учкыр, скв. 2, шл. 328, интервал 1976—2035 м, ув. 24*.

Если не принимать во внимание содержание терригенной примеси и эпигенетических минералов и руководствоваться соотношением в породах исходных компонентов — аллохема, микрокристаллического известкового ила, доломитов, ангидритов и шпатовидного кальцитового цемента, то можно будет классифицировать карбонатные породы на различные генетические

типы. В разрезе карбонатной формации различается шесть таких типов (табл. 4).

Первый тип (I) — шпатовидные аллохимические известняки, сложены в основном аллохимическими компонентами, сцементированными яснокристаллическим шпатовидным кальцитом. Их можно сравнить с отсортированным песчаником, зернам этих песчаников в рассматриваемом типе известняков соответствуют интеркласты, оолиты, органические остатки, паллеты и копролиты.

Этот тип известняка приурочен в основном к средней секции разрезов и представлен интраспаритами, ооспаритами, биоспаритами, палоспаритами и реже копроспаритами. Подобные известняки имеют серую и светло-серую с голубоватым оттенком окраску и содержат скудный смешанный зоофитогенный органический материал. Пласты известняков данного типа в Бухаро-Хивинской области характеризуются массивностью, крупнозернистостью, сравнительно небольшой мощностью, твердостью, иногда брекчиевидностью, комковатостью и наличием волноприбойных знаков. При ударе молотком эти породы звенят и выделяют слабый сероводородный запах.

Нерастворимый остаток в таких породах минимальный (от 2 до 7%), но несколько увеличивается в разрезе Каракай. В Майдаджое известняки

¹ Биогермы — сросшиеся в прижизненном состоянии органогенные тела, часто образующие крупные рифовые массивы (Решения четвертой палеоэколого-литологической сессии, Москва, 1968).

этого типа нередко полностью замещаются терригенными образованиями (табл. 2, 3).

В разрезе юго-западных отрогов Гиссара нерастворимый остаток в шпатовидных аллохимических известняках увеличивается в северо-западном направлении. В Шаргуне известняки этого типа нередко полностью замещаются терригенными образованиями. Нерастворимый остаток представлен гидрослюдой с каолинитом: аутигенным и аллотигенным кварцем, глауконитом и хлоритоидом (Арифджанов, 1963).

Этот известняк формировался в условиях относительной гидродинамической активности, вследствие чего микрокристаллический известковый ил на месте отложения аллохимического шпатовидного известняка не осаждался, а выносился течением.

Второй тип (II) — микрокристаллические, аллохимические известняки. Состоят они в значительной степени из аллохемов, спементированных микрокристаллическим кальцитовым илом. Шпатовидный кальцит в них содержится в небольшом количестве или вообще отсутствует. Такое соотношение компонентов указывает на то, что эти известняки отлагались в среде с низкой гидродинамической активностью вод. В текстурном отношении их можно сопоставить с глинистым песчаником. Содержание нерастворимого остатка в них всегда больше.

Известняки рассматриваемого типа главным образом приурочены к нижней и верхней свитам разреза, межрифовым участкам во всех свитах и представлены интрамикритами, оомикритами, биомикритами, паломикритами и реже копромикритами. Окраска их серая или темно-серая. В нижней свите известняки обогащены преимущественно зоогенной, а в верхней — фитогенной органикой и характеризуются грубослоистостью, среднезернистостью, глинистостью, крепкостью. При ударе молотком выделяют сильный сероводородный запах.

Как видно из изложенного, образование описываемого типа известняков, возможно, связано с более спокойными и неглубокими частями водоема с низкой гидродинамической активностью вод. Такой режим нарушается лишь частыми колебаниями дна бассейна, донными течениями и другими факторами, обусловившими обогащение осадков аллохимическим материалом.

Иногда встречаются известняки промежуточного (между I и II) типа, образующиеся, по-видимому, вследствие слабого или неполного промывания нелитофицированного осадка. В связи с этим микрокристаллический известковый ил частично смывается, уступая свое место шпатовидному кальцитовому цементу. Такие условия возникают в спокойной водной среде, где внезапно увеличивается сила волны или скорость донного течения. Все такие переходные типы известняков в описываемых разрезах обозначены символом I—II: им даны соответствующие гибридные наименования (например, биоспарит-биомикритовый известняк, ооспарит-оомикритовый известняк, интраспарит-интрамикритовый известняк и т. д.).

В полевых условиях эти известняки легко отличаются от других типов пятнистым строением с резким переходом светло-серой окраски в темно-серую, даже в черную с разнотекстурой. Под микроскопом они наряду со шпатовидным кальцитовым цементом имеют и микрокристаллическую основную массу.

Третий тип (III) — микрит-микрокристаллические известняки. Они почти полностью состоят из микрокристаллического карбонатного вещества, аллохимические компоненты в них или вообще отсутствуют, или содержатся в очень небольшом количестве. Примером данного типа являются литографические известняки. Они формируются в условиях

почти полного гидродинамического покоя и в текстурном отношении являются аналогом аргиллитов класса терригенных пород.

По процентному содержанию аллохемных компонентов и по генетическим признакам эти породы подразделяются на два подтипа.

● К первому подтипу относятся микрокристаллические известняки, содержащие от 1 до 10% аллохимических частиц. По содержанию типов аллохем эти породы будут называться или интракласт (III_m(i):La)- или оолитсодержащим микритом (III_m(o):La) и так далее.

Ко второму подтипу относятся микрокристаллические известняки, содержащие до 1% аллохем. Для них использован специальный символ и термин. Если порода имеет нарушенную структуру, то она называется просто микритом и обозначается символом (III_m:La).

Микрокристаллические известняки (микриты) первого подтипа распространены преимущественно в верхней и нижней свитах разрезов почти во всех изученных районах, причем разрезы в межрифовых участках и расположенные на севере и северо-западе исследуемой территории более насыщены микрокристаллическими известняками. Интересно то, что микрокристаллические известняки в нижней свите преимущественно обогащены зоогенным, а в верхней — фитогенным органическим материалом.

Породы первого и второго подтипов имеют микрокристаллическую афанитовую структуру. Они обычно сильно глинистые, слоистые, тонкоплитчатые, местами сланцеватые, слабоуплотненные. Известняки первого подтипа темно-серые, даже черные, второго преимущественно темно-коричневые, реже черные. При ударе молотком они распадаются на мелкие куски и выделяют очень сильный и едкий сероводородный запах.

Нерастворимый остаток в них всегда больше 10%.

Четвертый тип (IV) — карбонатные породы, своим происхождением обязаны рифообразующим организмам. В основном это колониальные организмы, хотя в построении рифов могут принимать участие и неколониальные животные, живущие на рифах.

В рассматриваемых отложениях рифы строились коралловыми и гидроидными полипами, мшанками, криноидеями, гастроподами, брахиоподами, фораминиферами, губками и сине-зелеными, зелеными, багряными и другими водорослями (подробнее о рифах см. главу III). Доломитизированные разности рифогенных пород обозначены индексом IVr:dLa, недоломитизированные — индексом IVr:La.

Пятый тип (V) — собственно доломиты и доломиты как цемент аллохем. Доломиты в разрезе карбонатной формации часто образуют пластобразные тела, сложенные главным образом чистыми доломитовыми зернами. Доломитовые образования отличаются друг от друга по величине зерен, пиритизированностью и по процентному содержанию терригенной примеси (Арифджанов, 1964, 1972).

Установление генезиса доломитовых пород по керну весьма сложно. Судя по положению доломитов в разрезе, их составу и структуре, среди них можно выделить два основных типа: сингенетичные и эпигенетичные (метасоматические). Образование сингенетичных (первичных) доломитов, по видимому, связано с общим осолонением келловей-оксфордского водоема, предшествующим накоплению сульфатно-галогенных толщ Гиссарской свиты верхней юры. Ко вторично измененным, эпигенетическим породам относятся метасоматические доломиты и породы со значительным окремнением. Образование этих пород происходит в результате постседиментационных процессов. В разностях пород, обогащенных доломитовым компонентом, происходит образование и рост мелких кристаллов доломита. В эпигенетическую стадию, как указывает А. В. Ярошенко (1968), цемент карбонатов замещается доломитом. Однако для присводовых частей рифовых

сооружений Янгиказгана, Даутепе, Аузбая наиболее характерна перекристаллизация, полностью изменяющая первичную структуру пород.

По мнению А. В. Ярошенко, наиболее интенсивное развитие процессов доломитизации и сульфатизации приурочено к эпохам относительных поднятий и перерывов в осадконакоплении. Сингенетичное доломитообразование приводит к появлению крустификационного цемента в биоморфных известняках.

Шестой тип (VI) объединяет все аллохимические известняки, сцементированные сульфатными породами. Сюда относятся интраангидриты $YI:ap$, ооангидриты $YIo:ap$. Известняки данного типа наименее распространены и в основном приурочены к кровле верхней свиты карбонатной формации. Но разрезы, расположенные на северо-западе региона особенно насыщены данным типом карбонатов (Учкыр, Янгиказган, Даутепе, Аузбай и реже Даяхатын).

Как видно (табл. 4), в рассматриваемой формации выделяется 23 основные разновидности известняков, объединенных по структурным, текстурным и другим особенностям по шести видам пород. Эти виды на основании генетической близости образуют три обособленные генетические группы карбонатных пород: аллохимическую, микрокристаллическую, биогенную.

РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТИПОВ ИЗВЕСТНЯКОВ ФОРМАЦИИ ПО РАЗРЕЗУ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ В ПРОСТРАНСТВЕ

Литолого-петрографическое исследование пород и их генетическая классификация показывает, что в распределении типов известняков по разрезу рассматриваемой формации и даже по площади имеются определенные закономерности. Они заключаются в том, что выделяемые генетические типы карбонатов в изученных разрезах сконцентрированы в определенных участках. Все известняки со шпатовидной, яснокристаллической кальцитовый структурой основной массы преимущественно приурочены к предрифовым образованиям рифовых массивов, тогда как породы, состоящие главным образом из микрокристаллического известкового ила сосредоточены в межрифовых участках и рифовых платформах.

В последнем случае аллохимические известняки с микрокристаллической известковой основной массой преобладают в нижней части разрезов юго-восточных районов территории. В верхней свите тех же разрезов и по направлению на северо-запад постепенно увеличивается насыщенность разрезов породами с мелкокристаллической структурой основной массы (известняки третьего типа, рис. 11, табл. 2, 3).

В разрезах, расположенных в Гаурдак-Тюбегатанской зоне и, в частности, в Гаурдакском и Карачагатыкском разрезах преобладают аллохимические известняки с микрокристаллической кальцитовый основной массой. Примечательно появление в Гаурдакском разрезе мощных слоев интраспаритов, замещающихся постепенно на северо-восток сначала интрамикритами (в разрезе Карачагата), затем собственно микритами (скв. 37, площадь Ходжиипак).

На северо-западной окраине исследованной территории в разрезах Учкыр, Янгиказган, Даутепе и Аузбай породы всех трех указанных свит почти на 70% замещаются доломитом и реже ангидритом.

На основании этих данных представляется возможным предложить расчленение карбонатной формации по литолого-генетическим особенностям слагающих ее пород на три характерные свиты.

Краткое описание этих свит приведено ниже.

Нижняя свита сложена преимущественно микрокристаллическими аллохимическими известняками. С северо-запада на юго-восток мощность свиты постепенно увеличивается, параллельно с этим изменяется структурная и текстурная характеристика пород. Более мелкие интрамикритовые и оомикритовые известняки в этом направлении постепенно замещаются крупнообломочными интрамикритами и биомикритами.

Но это закономерное изменение состава и мощностей данной свиты нарушается в разрезах Хатак и Кугитанг. В первом наблюдается резкое сокращение, а во втором резкое увеличение мощности данной свиты. Это, по-видимому, связано с **перекристаллизацией** микрокристаллического илового цемента на шпатовидный крупнозернистый кальцит под влиянием на первичные породы наложенных процессов гидротермального характера (Арифджанов и др., 1962).

Породы свиты серые, темно-серые, реже черные. В Кугитанге иногда встречаются пласты с малиновой и розовой окраской, что также, по-видимому, нужно связывать с гидротермальной переработкой пород. В интервалах, где развиты рифовые фации, породы данной свиты принимают беловато-серые, желтоватые оттенки.

Карбонаты свиты в основном среднезернистые, грубослоистые с волноприбойными знаками. Среди галек и гравия обломочных известняков нередко присутствуют фрагменты рифогенных пород, структурно-текстурные особенности пород свидетельствуют о формировании их главным образом в зоне с низкой степенью гидродинамического режима (по терминологии В. И. Попова, прибойно-иловая зона волноприбойного пояса). Нерастворимая часть, если не учитывать породы разрезов, расположенных в береговых частях водоема, не превышает 10%. Органический мир преимущественно зоогенный и состоит главным образом из обломков ветвей, мшанок, спикул губок, криноидей, фораминифер, гастропод и реже мелких полипняков кораллов и строматолита. Но в разрезах, расположенных вблизи береговой линии в интервале данной свиты, появляется несколько слоев водорослевых известняков (Шаргунь, Аулат, Аузбай, Кухнагамбас, Куюмазар, Караиз, Майдаджой, Азляртепе, Кукабулак и др.). Это связано, по-видимому, с расположением данных пунктов в прибрежной, защищенной от волнения части верхнеюрского моря (Троицкий, 1962).

Породы свиты крепкие, при ударе молотком выделяют сильный сероводородный запах. Структурные, текстурные и другие особенности пород этой свиты свидетельствуют о том, что преобладающая часть их формировалась на участке водоема, где гидродинамическая активность вод была низкой. Такая обстановка характерна для разрезов, расположенных в Амударьинской, Каракульской зонах и в юго-западных отрогах Гиссара — Кугитанге, Хатаке, Дербенте, Кукабулаке. Однако в Бухарской зоне, особенно в разрезах, расположенных в прибрежной, защищенной от волнения части верхнеюрского моря (Майдаджой, Кызылрабат), в Гиссарской зоне, в Аулатском и Шаргуньском районах, гидродинамика вод временами характеризовалась полным покоем, что способствовало формированию прослоев пелитоморфных карбонатных пород с линзами и пропластками водорослевых, оолитовых и копролитовых известняков.

Средняя свита (25—300 м) характеризуется преимущественным развитием крупнокристаллического (шпатовидного) кальцита, доломита и реже ангидрита, цементирующего аллохемы известняков. В разрезах, расположенных в прибрежных частях водоема (Шаргунь, Майдаджой), породы свиты полностью или частично замещаются терригенными образованиями или чередуются с сильно засоренным кластическим карбонатным материалом в большинстве случаев копрогенного состава. Мощность дан-

ной свиты увеличивается с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении изменяется структурный состав пород. Если в разрезах Янгиказган, Аузбай, Учкыр, Даяхатын интраспариты, палоспариты, биоспариты и микриты сцементированы или замещены доломитом, реже ангидритом, то эти же разности карбонатов в разрезах Гиссарской зоны и в структурах, расположенных в Денгизкульском поднятии и Бешкентском прогибе, сцементированы в основном крупнокристаллическим светлым кальцитом. Кроме того, в Гиссарской зоне в Аулатском, Кукабулакском и Дербентском разрезах в данной свите развиты преимущественно ооспаритовые и биоспаритовые известняки, а в Хатаке и Кугитанге они полностью замещаются интраспаритовыми карбонатами, состоящими из обломков рифогенных пород. Породы свиты характеризуются содержанием мощных биогерм и биостром. Биостромные образования в основном приурочены к разрезам Алат, Кандым, Аккум, Парсанкуль, Узбеккудук, Ходжиказган, Кульбешкак, Даяхатын, Янгиказган, Кимерек и др., расположенным на северо-западе исследованного региона.

Биогермные известняки в основном развиты в структурах, расположенных к юго-востоку от перечисленных выше пунктов и сложены главным образом из построек строматопоридей, кораллов, мшанок, губок и различных видов водорослей.

Рифовые карбонатные породы нередко почти рыхлые (рухляки), нерастворимый остаток в них очень мал.

Известняки данной свиты в основном тоже рыхлые, ноздреватые, пористо-кавернозные, иногда толстослоистые. При ударе молотком они издадут гулкий звук, выделяя при этом слабый запах сероводорода.

Гидродинамика вод в период накопления осадков данной свиты была относительно активной. В некоторых пунктах (Шаргунь, Майдаджой и др.) это привело к формированию чередующихся слоев терригенных и терригенно-хемогенных образований и мощных пластов обломочного известняка.

Верхняя свита мощностью 0—250 м представлена хемогенными, микрокристаллическими (преимущественно) и в подчиненном количестве обломочными известняками (обломки рифогенных карбонатных пород, водорослей, известняковых оолитов, копролитов и др.). Породы данного типа сконцентрированы главным образом в районах Учкыр, Кимерек, Аккум (Каракульская зона) и незначительно в Амударьинской и Бухарской зонах. В последней известняки в основном средне- и мелкокристаллические, грубослоистые, темно-серые с резким сероводородным запахом, содержат терригенные примеси. В Амударьинской зоне карбонатные породы обогащены ангидритом, цементирующим обломочные и оолитовые известняки и обуславливающим их белесую светло-серую окраску. В отложениях данной свиты чаще развиты рифовые известняки. Такие разности карбонатов встречаются в структурах Денгизкульского и Карши-Мубарекского поднятий.

Основная масса пород данной свиты в разрезах Гиссарской зоны выражена микрокристаллическими известняками, собственно микритами, содержащими в виде примеси остатки водорослей, оолитов, интракласты и копролиты. Аллохимические известняки как интрамикриты, оомикриты и биомикриты здесь имеют подчиненное значение и сконцентрированы главным образом в разрезах, расположенных в юго-восточной части рассматриваемой зоны.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что гидродинамика вод бассейна в период формирования осадков верхней свиты была очень пассивной и временами активизировалась только в обрамлении рифовых построек. В разрезах Мехиджан, Карачагата и Ходжиипак в кровле данной свиты

обнаружен сланец, состоящий из черных и коричневатых тонких пластинок глинисто-карбонатной породы с раковинами аммонитов.

Сопоставив предлагаемую схему расчленения карбонатной формации с ранее разработанными, можно отметить следующее. Выделенная нами нижняя свита соответствует верхнему разделу келловейского яруса, средняя — оксфордскому, верхняя — лузитанскому ярусу верхней юры. Из-за отсутствия палеонтологического материала такое сопоставление ориентировочно. Но, как видно из литолого-петрографической характеристики

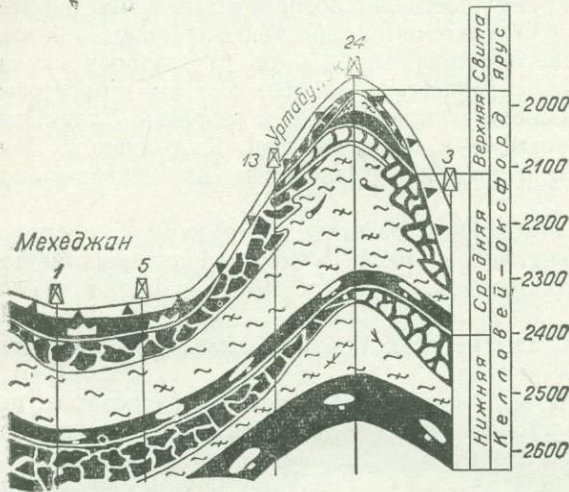


Рис. 18. Литолого-петрографический и биостратиграфический разрез карбонатов келловей-оксфорда Денгизкульского кольцевого атолла по линии Мехеджан — Уртабулак. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, 1967 г.

Породы рифовой фации; 1 — органогенные постройки; породы аарифовой фации; 2 — обломочные рифогенные известняки на илесто-карбонатном цементе; породы предрифовой фации; 3 — обломочные рифогенные известняки, сцементированные яснокристаллическим светлым кальцитом; породы рифовой лагуны; 4 — биомикриты с обломками криноидей; породы рифовой платформы; 5 — биомикриты со спикулами губок, 6 — ангидриты.

Если проследить в хронологическом порядке условия формирования здесь пород, то за период накопления карбонатной формации можно наметить три этапа в развитии района.

Наряду с закономерностью вертикального размещения пород различного генетического типа в разрезе формации не менее четко выявляется зональность в их распределении по площади.

Вся территория исследованного региона по сочетанию выделенных петрографических типов карбонатных пород распадается на три крупные литофациальные зоны: рифовую, рифового шлейфа и нерифовую. Породы рифовой зоны сложены сросшимися в процессе осадконакопления биоморфными скелетными остатками, образовавшими массивные рифовые тела — биогермы и биостромы. Петрографическая и морфологическая характеристика пород данной зоны подробно дана в главе IV.

Породы зоны рифового шлейфа в основном сложены обломочным биодетритусовым материалом. Обломочные частицы не имеют признаков окатывания, но бесспорно являются продуктом разрушения пород рифовой литофации и обладают высокими емкостными и фальтрационными свойствами. Они по типу цементирующего их материала и по морфологическому свойству подразделяются на две литофациальные подзоны: 1) зарифовую литофациальную — комплекс обломочных рифогенных карбонатных пород, сце-

ментированных пелитоморфным илстым карбонатом, переслаивающимся комплексом мелководных отложений, образующихся между рифом и берегом водоема, 2) предрифовую литофациальную подзону, сложенную обломочным рифогенным карбонатом, сцементированным крупнокристаллическим светлым кальцитом. Породы данной подзоны расположены вдоль внешней стороны рифа, обращенной к открытому бассейну (рис. 11, 18, 19).

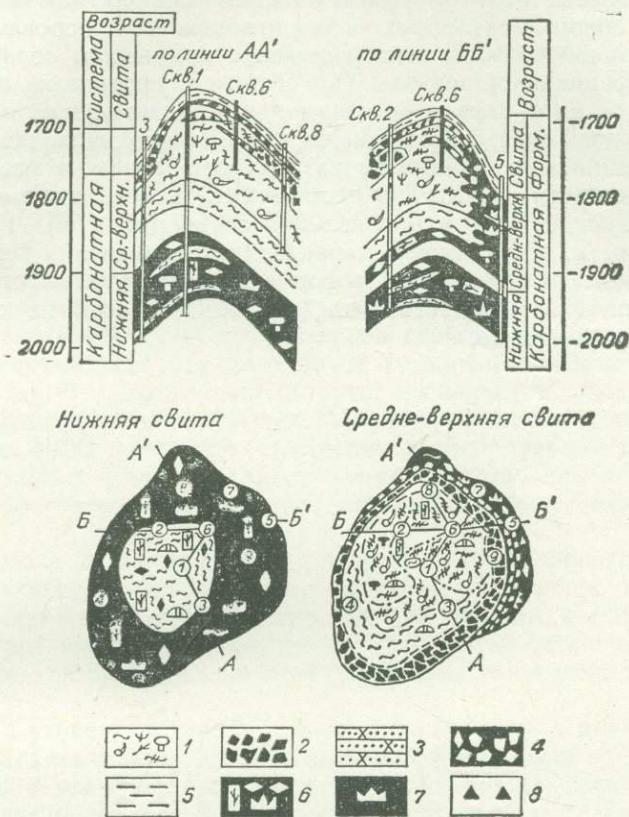


Рис. 19. Биостратиграфические профили через Карши-Мубарекский барьерный риф и фациально-палеогеографические карты свит келловей-оксфорда, площадь Каракум. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, 1967.

Породы рифовой фации: 1 — органогенные постройки; породы предрифовой фации: 2 — обломочные рифогенные известняки, сцементированные крупнокристаллическим светлым кальцитом, 3 — песчаники средне- и крупнозернистые полимиктовые; хорошо отсортированные породы иловой фации: 4 — обломочные рифогенные известняки на илстом пелитоморфном карбонатно-глинистом цементе, 5 — глины мелитоморфные; породы рифовой платформы: 6 — слабодоломитизированные пелитоморфные карбонатные породы в обломках криноидей и мшанок; породы рифовой лагуны: 7 — тонко-слоистые илстые карбонатные образования с единичными мелкими фенестелами криноидей и трубочками двинель, 8 — ангидриты.

Нерифовая литофациальная зона примыкает непосредственно к литофациальной зоне рифового шлейфа и по петрографическому типу слагающих ее пород подразделяется на литофациальные подзоны: 1) доломитово-известковую, 2) доломитовую, 3) биогенную, 4) оолитовую.

Доломитово-известковая литофациальная подзона занимает северную и северо-восточную части берега келловей-оксфордского водоема и протягивается в субширотном направлении узкой полосой вдоль берега данного водоема. Она сложена переслаивающимися слабодоломитизированными

детритусовыми карбонатными образованиями, песчаными и песчано-глинистыми отложениями. Данная подзона, замещаясь на северо-западе исследованного региона доломитом, переходит к породам доломитовой литофациальной подзоны.

Вслед за описанными подзонами в этом же направлении узким шлейфом располагаются породы биогенной литофациальной зоны, сложенные главным образом пелитоморфным илистым карбонатным материалом, содержащим обломки скелетных частей иглокожих. К породам предрифовой литофациальной подзоны непосредственно примыкают образования оолитовой литофациальной подзоны. Она состоит в основном из пелитоморфного известкового материала с незначительным содержанием зерен оолитов, обломков ветвей мшанок, криноидей, фораминифер, моллюсков и др.

В описанных фациальных зонах с северо-запада на юго-восток постепенно изменяются структурные особенности пород, которые приобретают облик следующих в этом направлении фаций (рис. 36). Границы фаций параллельны и, по-видимому, характеризуют изменения береговых линий верхнеюрского палеобассейна, а форма их дает возможность отметить локальную питающую область суши, располагавшуюся на северо-востоке, севере и северо-западе.

ГЛАВА III

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДА

В известняках верхней юры в последние годы обнаружены различные по мощности рифовые тела (Арифджанов, 1964, 1968, 1970), обладающие большими емкостными и фильтрационными свойствами. Пока закономерности их распределения определено не установлены. Однако они представляют огромный практический интерес, поскольку с зонами высокопористых рифовых известняков связаны богатейшие скопления нефти и газа.

Биогенные рифы¹ являются естественными резервуарами для накопления углеводородных флюидов. Обнаружение их в том или ином участке земной коры даст возможность резко увеличить добычу нефти и природного газа.

Рифовые тела характеризуются разнообразием палеонтологического состава рифообразующей органики, быстрым изменением их родового и видового состава как в пространстве, так и во времени, несходством форм рифовых тел различных участков, что требует для их установления в разрезе, особенно для закрытых районов, большого фактического материала скважин.

В связи с усовершенствованием техники бурения, а именно с увеличением процента выноса кернов и их диаметра, в последнее время на территории Средней Азии происходит быстрое накопление фактических данных. Эти данные позволяют оценивать условия образования рифов и осветить вопросы, связанные с морфологией рифовых тел, их петрографии, палеонтологии, экологии, условий залегания, а также связанной с ними нефтегазоносности.

В настоящей главе предпринята попытка дать определенные критерии для выявления рифовых фаций в разрезе келловей-оксфорда рассматриваемой территории.

Рифовые образования, как показывают наши многочисленные комплексные исследования пород келловей-оксфорда (Арифджанов, 1964, 1973), формировались в относительно мелководном море с богатой органической жизнью. Здесь развивались в основном водорослевые, строматопоридей-

¹ Под биогенным рифом мы понимаем органогенную карбонатную породу, резко отличную от синхронных ей образований по аномалии мощностей, морфологии, вещественному составу, литофизике, окраске и сложенного в главной своей части из растущего на месте рифостроящего зоофитоценоза, обрамленного шлейфовыми фациями. При определении наименования рифовых образований использованы терминология и классификация, разработанная для ископаемых рифов В. П. Масловым (1950) с учетом решения рифовой комиссии 1968 г. и предложенных терминов для органогенных построек И. К. Королюк и М. В. Михайловой (1968), И. К. Королюк (1973).

ные, коралловые рифы, создавшие коллекторские породы, которые после их захоронения были заполнены мигрировавшими и образовавшимися на месте углеводородными флюидами (Арифджанов и др., 1970—1972).

До последнего времени рифовые образования карбонатов келловей-оксфорда рассматриваемого региона многие исследователи описывали как известняковые рухляки или детритусовые известняки (Бурцева, Теодорович, 1962; Жуковский, 1968 и др.).

Проведенные нами литолого-петрографические и палеонтологические исследования данных образований в Южном и Западном Узбекистане показали ошибочность представлений вышеупомянутых авторов и дали возможность установить в разрезе так называемые рухляки», рифовые породы. Дальнейшие работы В. Д. Ильина (Семенович, Ильин, Ибрагимов, 1968), С. Т. Хакимова (1970) и А. Г. Бабаева (1970) на структурах Уртабулак и Каракум подтвердили наш вывод о наличии здесь биогенных рифов.

Как показывает мировая практика нефтяников, основные и известные месторождения нефти и газа в отдельных регионах связаны с рифовыми фациями. Наши исследования свидетельствуют о широком распространении подобных фаций и в юрских отложениях Средней Азии. В виде нешироких прерывистых полос они протягиваются на громадное расстояние от Юго-Восточного Памира (подзона главного рифа Истыкской зоны) на востоке до Каспийского моря на западе. Это обстоятельство вызывает изменение ранее существовавших представлений об оценке перспектив нефтегазоносности данной территории и заставляет по новому пересмотреть вопросы их прогноза.

Если исходить из того, что основная часть залежей на юге Средней Азии сосредоточена в отложениях рифовых фаций келловей-оксфорда, то становится очевидной необходимость тщательного и углубленного изучения литологии, петрографии пород и органических остатков данных образований. Все это заставляет обратиться к анализу закономерностей размещения генетических типов пород рифовых фаций, через них приблизиться к пониманию условий формирования рифовых тел и в конечном счете уяснить их роль и потенциальную возможность для выявления новых месторождений нефти и газа на территории юга Средней Азии.

Такая постановка вопроса обусловлена тем, что при разведочных работах, связанных с породами келловей-оксфорда на территории исследованного нами региона, в настоящее время возникает ряд трудностей.

Связаны они прежде всего с тем, что карбонаты келловей-оксфорда на большей части рассматриваемой территории погружаются на значительную глубину и покрываются мощными сульфатно-галлогенными отложениями кимеридж-титона, осложненными соляной тектоникой. Это несколько затрудняет поиск погребенных рифовых структур методами разведочной геофизики, проводимыми совместно с глубоким бурением. Разведка новых площадей затруднена еще и тем, что рифовые образования в виде структур занимают обычно небольшие площади, а продуктивные горизонты даже в пределах одного массива характеризуются значительным колебанием мощностей, литофизических свойств и литофациальной изменчивостью. Кроме того, как указывалось выше, форма и размеры рифовых тел чрезвычайно разнообразны. Однако несмотря на эти трудности, за последние годы в пределах рифовой полосы на юго-востоке Бухаро-Хивинской области обнаружены месторождения газа и газоконденсата, приуроченные к рифовым массивам (Уртабулак, Денгизкуль, Мехиджан, Каракум и др.).

Эти обстоятельства определили основные направления исследований. Надо было выяснить закономерности строения и формирования рифовых

фаций в пределах рассматриваемого региона. Это необходимо для выработки наиболее эффективной методики разведки погребенных рифовых структур и для выбора направлений дальнейших поисковых работ.

Исследование опиралось главным образом на изучение каменного материала, отобранного из десяти обнажений, описанных на территории юго-западных отрогов Гиссара, и кернов 240 скважин, пробуренных в пределах разведочных и промысловых площадей Южного и Западного Узбекистана, Туркмении и Таджикистана.

Было отобрано около 50000 проб для различных анализов и для изготовления прозрачных шлифов. Данные этих анализов сопоставлялись с ре-

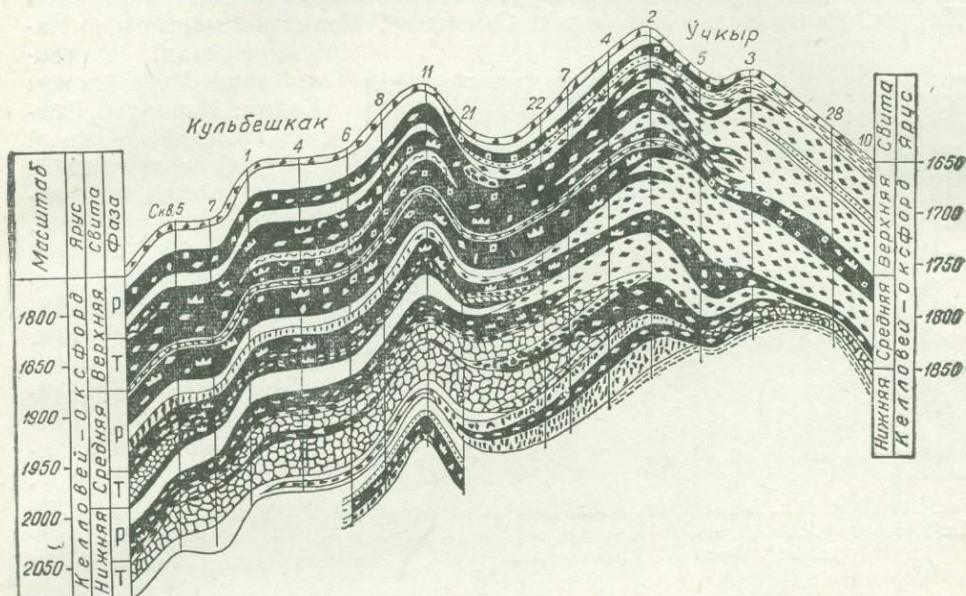


Рис. 20. Поперечный геолого-литологический профиль карбонатов келловей-оксфорда по линии Даяхатын — Учкыр. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, Н. З. Рахматуллаев, 1967. Условные обозначения см. на рис. 3.

зультатами промыслово-геофизических исследований. Использованы диаграммы стандартной электротометрии, кавернометрии и микрозондирования. Для выделения и стратификации отложений келловей-оксфорда составлены схемы сопоставления по отдельным тектоническим зонам.

На основе полученных данных построены геолого-литологические профили, на которых показаны фациальные особенности соответствующих отложений (рис. 5, 11, 18, 19, 20).

Таким образом, настоящий раздел данной работы представляет собой комплексное исследование, затрагивающее вопросы литологии, петрографии, палеонтологии, экологии, морфологии и нефтегазоносности рифовых фаций келловей-оксфорда Юга Средней Азии. Конечно, не все проблемы разработаны здесь достаточно полно, однако хотелось бы надеяться, что данная глава вызовет интерес и послужит стимулом для дальнейших, более детальных исследований в этой области.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РИФОВЫХ ФАЦИЙ И ЦИКЛИЧНОСТЬ В РИФООБРАЗОВАНИИ

Рифовые массивы рассматриваемой территории характеризуются разнообразием палеонтологического состава рифостроителей, резким изменением их родового и видового состава в пространстве и во времени.

В настоящем разделе работы делается попытка выявить основные закономерности в распределении отдельных групп или сообществ рифостроящих зоофитоценозов на территории исследованного региона вообще и каждого рифового массива в частности.

Исследованы разрезы структур, расположенных в Денгизкульском (Хаузак, Денгизкуль, Уртабулак, Самантепе, Мехиджан, Зеварды, Памук, Култак), а также

Карши-Мубарекском (Карим, Каракум, Ташлы, Северный и Южный Мубарек) поднятиях и на северо-западе региона (Кандым, Ходжи, Парсанкуль, Аккум, Кимерек, Учкыр, Ходжиказган, Кульбешкак, Даяхатын, Гугуртли, Янгиказган, Дауттепе, Аузбай) и разрезы юго-западных отрогов Гиссара (Карлюк, Кугитанг, Хатак, Дербент, Аулат, Шаргунь, Кукабулак, Гаурдак, Карачагата, Ходжинпак, Гумбулак, Адамташ).



Рис. 21. Пб^{3Ф}: Ла. Биомикрит мшанково-водорослевый. Пл. Уртабулак, скв. 18, шл. 2648, интервал 2278—2281,9 м, ув. 24*. Фото П. У. Ахмедова.

Во всех указанных пунктах платформой или базальными слоями для рифовых построек первого цикла, расположенного в разрезе нижней свиты во всех указанных структурах служат биомикритовые и микритовые карбонатные образования, сложенные или содержащие обломки и целые скелетные части криноидей *Eiomphelus sp.* и мшанок — *Goniocladia subpulchra Schulga* — *Nesterepko* (рис. 21), спикулы губок и единичные мелкие полипняки кораллов и различного рода водорослей, фораминифер и гастропод. Внутри данных образований в разрезе определенных структур встречаются маломощные интраспаритовые, иногда интрамикритовые слои, сложенные из обломков вышеописанных отложений.

Первым членом рифовых фаций (в хронологическом порядке) в структурах Денгизкульского поднятия, залегающих на рифовой платформе, является водорослево-строматопороидейно-мшанковый сильно доломитизированный пластообразный рифовый слой. В структурах, расположенных в пределах Карши-Мубарекских поднятий (Карим, Северный Мубарек, Кызырбат и др.) данный слой, увеличиваясь в мощности, приобретает форму биогерма.

Основной рифообразующей органикой в данном слое в указанных структурах являются строматопороиды *Idiostroma uralicum Yavorsky*, *Burgundia barremensis Yavorsky*, *Stromatopora obrutschevi Yavorsky*, *Beatricea conica Yavorsky*, *Tauripora astroitos Yavorsky*, *Gerronostroma consentrica Yavorsky*, *Beatricea conica Yavorsky*, *Amphipora ramosa Phillips*, *Desmopora listrigonorum Yavorsky*,

Crimestoma borissiaki Yavorsky; *Chalazodes sibiricum* Yavorsky (рис. 22). Кораллы в разрезах Карачукур замещаются мшанками. В структурах, расположенных на северо-западе региона, данные слои сложены строматолитами *Collenia uralica* Maslov и *Ortonella furcata* Garwood (Pia).

В межструктурных синклиналильных зонах данная рифовая постройка приобретает форму маломощной биостромы или прерывается, замещаясь рифогенными обломочными известняками. К северу она постепенно обогащается доломитом. Этим слоем заканчивается первый цикл рифообразования.

Платформой для второго цикла рифообразования служат пелитоморфные слабодоломитизированные, иногда органогенные известняки, содержащие почти во всех изученных нами разрезах региона включения терригенного материала. В разрезах Денгизкульского поднятия в средней части данного слоя появляется маломощный интраспаритовый крупногалечный сильно огипсованный обломочный известняк.

Второй цикл рифообразования охватывает интервал средней свиты и по сравнению с предыдущим циклом распространен более широко. Породы данного цикла образованы за счет биоморфных скелетных остатков и часто образуют крупные рифовые тела.

Рифовые постройки этого цикла в структурах Денгизкульского поднятия сложены из полипняков строматопороидей, сросшихся с багряными (кораллиновыми) водорослями.

Если разрезы данного цикла в структурах Уртабулак и Мехиджан насыщены в основном багряными водорослями (рис. 23, 24), то в разрезах Денгизкуль, Зеварды и Памук появляются крупные полипняки

кораллов и мшанок (Рис. 25, 26), в разрезах Карим, Северный Мубарек они сложены в основном кораллами с единичными включениями строматолитов (Рис. 27, 28). В разрезах, расположенных на севере и северо-востоке от указанных структур, например в Каракуме, Кызылрабате, породы данного цикла состоят в основном из скелетных частей строматопороидей с единич-



Рис. 22. IV б^{г3}: Ла. Риф строматопороидейный с характерными астроризами звездчатой формы. Пл. Каракум, скв. 6, шл. 871, интервал 2076,8—2080,2 м, ув. 32*.

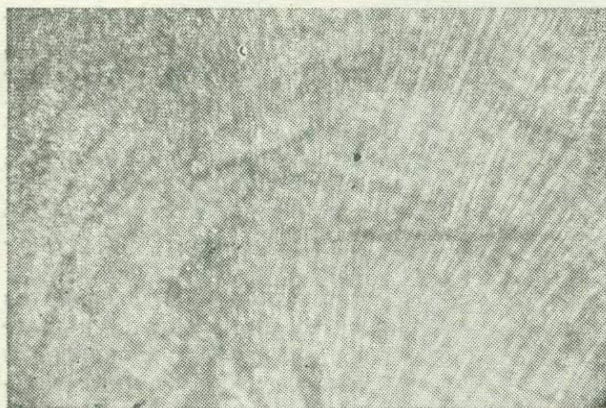


Рис. 23. IV б^{г1}: Ла. Биогенный риф сложен багряными водорослями. Продольное сечение желвака с сорусами, расположенными по концентрабарм, Пл. Уртабулак, скв. 24, шл. 3118, интервал 2215—2219 м, ув. 28*. Фото П. У. Ахмехова.

ными включениями полипняков кораллов. В структурах, расположенных на северо-западе исследованного региона, породы данного цикла полностью замещаются строматолитами с редкими включениями ветвей мшанок. На

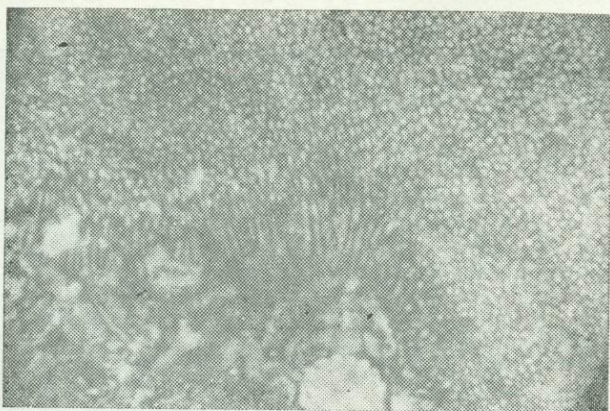


Рис. 24. IV б¹: La. Биогенный риф сложен багряными водорослями. *Solenopora sidakonsis* Maslov. Поперечное сечение желвака. Пл. Уртабулак скв. 24, шл. 3118, интервал 2215—2219 м, ув. 28*. Фото. П. У. Ахмедова.

территории юго-западных отрогов Гиссара в разрезе данных образований появляются мощные слои багряных водорослей, которые часто замещаются рифогенными обломочными известняками.

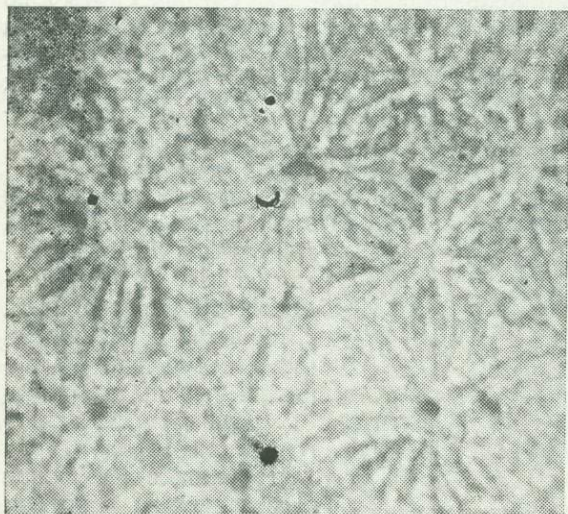


Рис. 25. IV б³: La. Биогенный риф, породообразующим организмом является шестилучевой коралл из семейства *Actinostrea bernensis* Reimon. Известняк светло-серый, сгустково-комковатый, сильно кавернозный. Пл. Памук, скв. 19, шл. 1 268, ув. 27*.

Рифовая платформа третьего цикла рифообразования для многих структур, расположенных на Денгизкульском и Карши-Мубарекском поднятиях, отсутствует или состоит из маломощных, часто линзовидных интраспаритовых обломочных карбонатных пород. На северо-западе от указанных поднятий мощность интраспаритов резко увеличивается и далее в указанном направлении данные образования замещаются сильно доломитизированным пелитоморфным известняком. В структурах Алат, Аккум, Кандым они представлены мощной пачкой разнозернистых доломитов. В юго-западных отрогах Гиссара породы рифовой платформы сложены крупнообломочным интраспаритовым известняком.

В структурах, где отсутствуют породы платформы, рифовые постройки второго цикла без заметного перерыва переходят в стадию третьего цикла рифообразования.

В структурах Карши-Мубарекского поднятия породы описываемой рифовой фации в основном состоят из полипняков строматопоронидей и багряных водорослей с мелкими линзочками зеленых и сине-зеленых водорос-

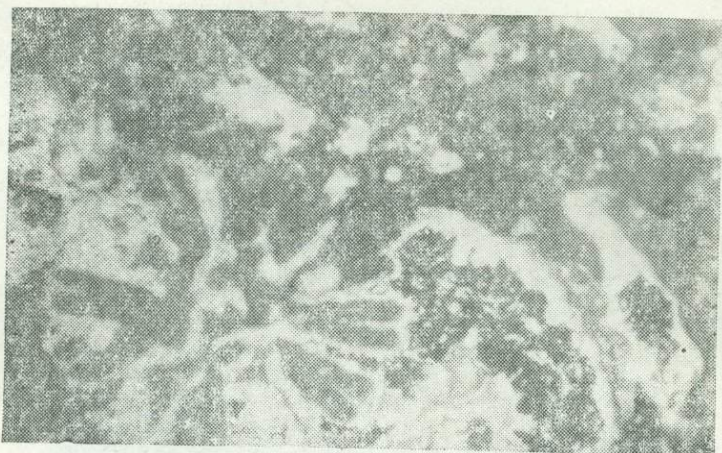


Рис. 26. IV б³: Ла. Биогенный риф, породообразующим материалом является колонии шестилучевых кораллов из семейства *Stylinidae*. Порода пористо-кавернозная, желтовато-серая. Пл. Памук, скв. 19, шл. 1276, ув. 28*.

лей. В структуре Каракум в нижней части третьей фации наряду со строматопоронидеями встречены крупные полипняки шестилучевых кораллов (*Microsolena cavernosa* Kobу) и множество спикул губок. В Денгизкуль-

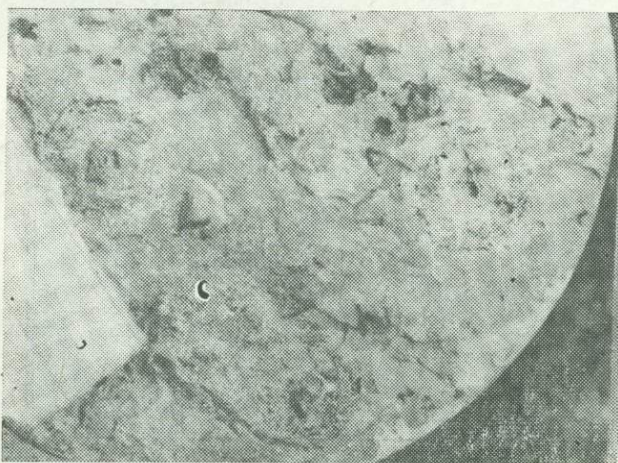


Рис. 27. IV б³ф: Ла. Биогенный риф сложен кораллами и строматопоронидеями. Порода пористо-кавернозная, слабоуплотненная, светло-серая. Пл. Карим, скв. 8, штуф 1587, интервал 2139—2142 м. Фото П. У. Ахмедова.

ском поднятии основным рифообразующим организмом фации являются кораллы, багряные и частично сине-зеленые водоросли, вверх по восстановлению рифового тела переслаивающиеся с обломочными рифогенными извест-

няками. На северо-западе региона породы описываемой фации обнаружены в структурах Алат, Кандым, Аккум, Парсанкуль, Даяхатын, Кульбешкак. Основными рифостроителями в них послужили строматолиты, образу-

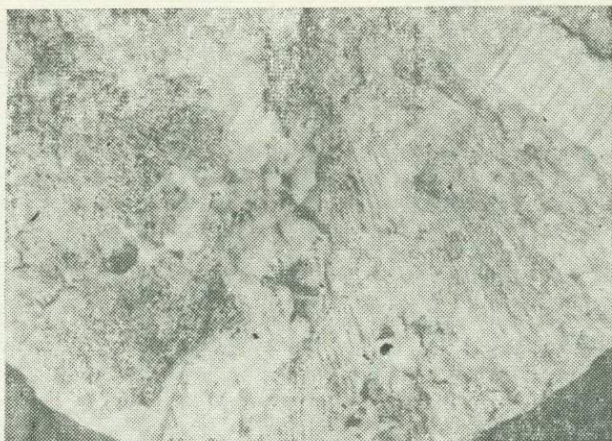


Рис. 28. IV б^{г3}: La. Биогенный риф состоит из полипняков шестилучевых кораллов семейства *Columastacigae* *Alloitean*; *Stephanocaenia* *Eavards et Haime*. *mun* рода *Astrea intersepta lomarch*. Имеются комочки багряных водорослей. Пл. Карим, скв. 8, штуф 1, интервал 2117,5—2122,5 м. Фото П. У. Ахмедова.

щиеся на общем сгустково-пелитоморфном фоне, различного размера гирлянды, иногда причудливой формы с множеством светлых концентров внутри. В юго-западных отрогах Гиссара рифовая фация образована мшан-

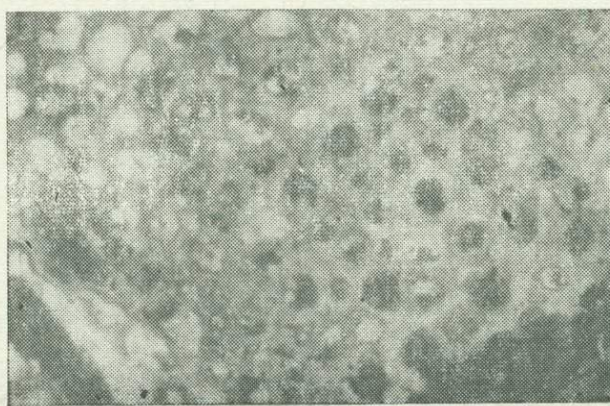


Рис. 29. IV б^{г3}: La. Риф мшанковый. Ячей мшанок заполнены зернистым кальцитом. Обн. Дербент, сл. 9, ув. 32*.

ками с включением полипняков шестилучевых кораллов и мелкими эмбрионами розеток, мощность их незначительна (рис. 29).

В районе Хатак и вблизи сел. Зарабаг имеются крупные биогермы коралловых рифов, полностью сложенные *Microsolena covernosa* Кобы.

Для полноты представления палеонтологической характеристики рифовых образований данного цикла дадим родовой и видовой состав рифостроителей Денгизкульского поднятия снизу вверх.

I. Мехиджанская структура

Багряные водоросли, сине-зеленые водоросли, кораллы, мшанки.

Багряные водоросли, мшанки

Багряные водоросли, кораллы

Багряные водоросли *Petschoria elegans* Korde, *Solenopora jurassica*

Кораллы, мшанки, багряные водоросли *Donezella litigini* Maslov.

Далее идет пачка переслаивающихся строматолитовых и багряных водорослей с включениями спикул губок, обломков криноидей, фораминифер и других организмов.

II. Уртабулакская структура

Багряные водоросли *Petschoria elegans* Korde, *Solinopora jurassica* Nicholson

Кораллы, мшанки

Строматалиты (рис. 30, 31)

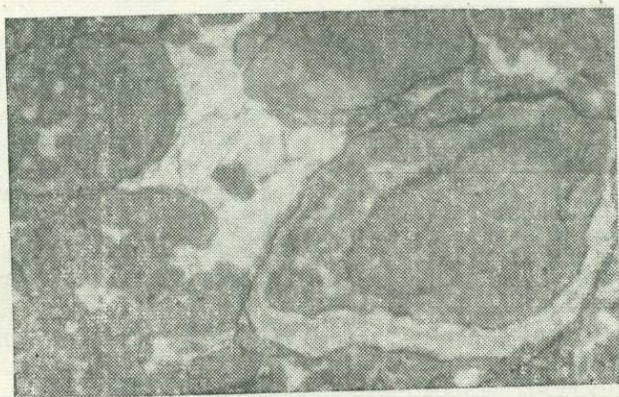


Рис. 30. IV б^{rf}: La. Риф сложен строматолитовыми многослойными гирляндами. Строматолиты состоят из корковидного пелитоморфного известняка с внутренней структурой. Пустоты между строматолитами заполнены крупнокристаллическим светлым кальцитом. Пл. Уртабулак, скв. 18, шл. 2924, интервал 2389—2394 м. ув. 32*.

Багряные водоросли *Solenopora* sp., *Donezella Lutugini* Maslov с единичными обломками известняков и копролитов

Сине-зеленые водоросли *Girvanella* sp., *Zonotrichites Lissaviensis* Богнетая

Багряные водоросли *Ungdarella uralica* Maslov с единичными обломками известняков и копролитов

Багряные водоросли *Komia abundans* Korde

Багряные водоросли *Melobesia (lithoporella) parasitica* Maslov.

Интрамикритовые сильнопесчанистые известняки

Интраспаритовые известняки со строматолитами *Collenia uralica* Maslov

Багряные водоросли *Solinopora sidakonsis* Maslov.

Багряные водоросли *Komia abundans* Korde

Интраспарит с включением строматолитов

Строматолиты с мелкими раковинками фораминифер

Багряные водоросли *Petschoria elegans* Korde, *Melobesia (lithoporella) parasitica* Maslov

Ангидриты



Рис. 31. П б¹: La. Известняк со строматолитовыми образованиями, в котором заметны трубчатые структуры строматолита. Пл. Уртабулак, скв. 18, шл. 1064, интервал 2445—2448 м, ув. 32*. Фото П. У. Ахмедова .

III. Каракумская структура

Строматолитовые известняки

Строматопороидейно-коралловые известняки

Строматопороидей *Burgundia barremansis* Yavorovsky, *Idiostroma uralicum* Yavorovsky, *Stromatopora obrutschevi* Yavorovsky

Строматопороидей *Idiostroma uralicum* Yavorovsky, *Stromatopora obrutschevi* Yavorovsky. Имеются включения кораллов, мшанок, спикул губок и мелкие комки золотистых водорослей.

Багряные водоросли *Komia abundans* Korde, *Ungdarella uralica* Maslov

Зеленые водоросли, строматопороидей

Интрамикритовые известняки

Строматопороидей

Сланец аргиллитовый с крупными раковинами аммонитов

IV. Денгизкульская структура

Строматолитово-кораллово-мшанковые известняки

Сильно доломитизированные пелитоморфные известняки

Багряные водоросли *Donezella lutugini* Maslov

Строматолиты

Крупнокристаллический доломит со строматолитом

Интраспаритовый известняк с мелкими обломками фенестел, криноидей и раковин фораминифер

Кораллово-строматолитовые известняки

Ангидрит белый, сахаристый

V. Карим, Северный Мубарек, Кызылрабат

В указанных структурах породы второго цикла перекрываются мощным слоем сильно доломитизированного пелитоморфного известняка. В третьем цикле рифы образуют крупные биогермы (снизу вверх).

Строматопороидей

Багряные водоросли

Сине-зеленые водоросли (рис. 32)

Ангидрит

Второй цикл в них представлен кораллово-строматолитовыми слоями.

Рифовые породы первого и второго циклов, замещаясь на северо-западе строматолитовыми известняками, постепенно выклиниваются.

В юго-западных отрогах Гиссара породы этих циклов замещаются крупнообломочными рифогенными известняками. В Адамташе обнаружен маломощный слой строматопороидейного рифового известняка.

Совершенно иную палеонтологическую характеристику имеют рифовые постройки структуры Култак, Гумбулак и западный купол структуры Зеварды. В них основными рифостроителями являются багряные водоросли из рода: *Marinella Jogoclavica* Maslov, *Donezella lutugini* Maslov, *Ungdarella uralica* Maslov, в подчиненном количестве имеются *Solinopora sidakonsis* Maslov, *Lithophyllum platticorpum* Maslov *Melobesia (lithoporella) parasitica* Maslov., *Lithophyllum albanense* Lemoine.

Из сине-зеленых водорослей здесь встречаются *Stereophycus borissiaeki* Korde, *Рычноподидиум лобатум* Yabe et Toyama, *Rothpletzella gottlandia (Rothpletz)* и строматолиты.

В этих структурах кораллы и строматопороидеи, входящие в состав рифостроящего зоофитоценоза, если не учитывать отдельные полипники мшанок, не являются породообразующими организмами.

Таким образом, на основании приведенных данных установлена приуроченность отдельных групп рифостроящегося биогеоценоза к определенным участкам

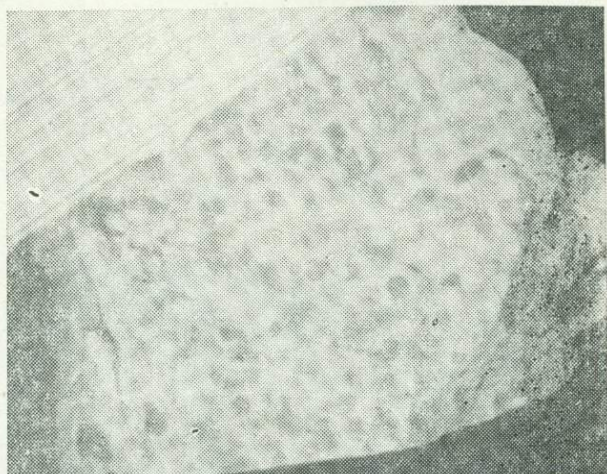


Рис. 32. П б¹:La. Известняк в основном сложен из желваков строматолита. Порода слабопористая, светло-серая. Пл. Карим, скв. 7, штурф. 1480, интервал 2102—2106 м. Фото П. У. Ахмедова.

исследованной территории (табл. 5).

На северо-западе региона в основном развиты строматолиты, в Денгизкульском поднятии — багряные, сине-зеленые водоросли, строматопороидеи и реже кораллы. На юго-востоке этого поднятия (Зеварды, Памук и др.) основными рифообразователями являются кораллы и багряные водоросли (рис. 33). В Карши-Мубарекском поднятии ведущая роль в рифообразовании принадлежит строматопороидеям и кораллам, в юго-западных отрогах Гиссара — мшанкам, кораллам и водорослям.

В результате изучения характера распространения рифовых образований в теле карбонатной формации келловей-оксфорда и данных их био-стратиграфического расчленения в период накопления осадков исследованной формации установлено три главных цикла рифообразования, приуроченных к определенным секциям выделенных нами свит: нижней, средней и верхней (Арифджанов, 1967).

Цикличность рифообразования особенно четко выявляется в разрезах, расположенных на юго-востоке региона. Рифовые тела здесь характеризуются большими мощностями и объемами, необычайно пышным развитием и разнообразием родового и видового состава зоо- и фитогенных комплексов рифостроителей, зачастую образуют крупные биогермы и рифовые атоллы (Арифджанов, 1971, 1973).

На северо-западе региона рифовые фации сложены, как правило, маломощными слоями строматолитового рифового известняка с единичными

Рифостроящие комплексы биогеоценозов келловей-оксфорла

Биогеоценозы	Карши-Муба-рекекое поднятие	Денгиз-кульское поднятие	Северо-западная часть региона	Юго-западные отроги Гюсара
Водоросли				
Сине-зеленые	+	+	+	+
<i>Epipluton fasciculatum</i> Champon		+		
<i>Girvanella</i> sp.		+		
<i>Ortonella furcata</i> Garwood (Pia)		+	+	
<i>Ortonella kershopenensis</i> Garwood		+	+	
<i>Palaeoleptophucus Varsanofievae</i>		+	+	
<i>Pyconoporydium lobatum</i> Yabe et Toyama		+		
<i>Renalcis granosus</i> Vologdin		+	+	
<i>Rothpletzella gotlandia</i> (Rothplitez)		+		
<i>Spongophycus angaricus</i> Korde		+		
<i>Stereophycus borissaki</i> Korde		+		
<i>Zonotrichites lissaviensis</i> Bornemann		+		
Багряные				
<i>Donezella lutugini</i> Maslov		+		+
<i>Komia abundans</i> Korde	+	+		
<i>Lithophyllum albanense lemoine</i>		+		
<i>Lithophyllum platticarpum</i> Maslov		+		
<i>Lithophyllum corculumis</i> Maslov		+		
<i>Marinella iugoslavica</i> Maslov		+		
<i>Melobesia (lithopella) parasitica</i> Maslov		+		
<i>Petschoria elegans</i> Korde	+	+		
<i>Solenopora jurassica</i>	+	+		
<i>Solenopora sidakonsis</i> Maslov		+		
<i>Solenopora spongoides</i> Dybowski		+		
<i>Ungdarella furcata</i> Garwood	+	+		
<i>Ungdarella uralica</i> Maslov		+		
Зеленые				
<i>Lancicula alta</i> Maslov		+		
Строматолиты	+	+	+	
<i>Collenia uralica</i> Maslov				
Строматопоронидеи	+	+		+
<i>Amphipora ramosa phillips</i>	+			
<i>Beatricea conica</i> Yavorsky	+			
<i>Burgundia barremensis</i> Yavorsky	+			
<i>Chalazodes sibiricum</i> Yavorsky	+			
<i>Crimestoma borissaki</i> Yavorsky	+			
<i>Desmopora listrigonorium</i> Yavorsky	+			
<i>Gerronostroma concentrica</i> Yavorsky	+			
<i>Hermatostroma bonum</i> Yavorsky	+			
<i>Idiostroma uralicum</i> Yavorsky	+			
<i>Stromatopora abrutschevi</i> Yavorsky	+			
<i>Tauripora astraits</i> Yavorsky	+			
Кораллы				
<i>Astrangia danoe</i> Agoss	+	+	+	+
<i>Astrea intercepta</i> Lamorck	+			
<i>Calamophyllia</i> sp.*	+			+
<i>Chamotoseris</i> sp.	+			+
<i>Cladophyllia</i> sp.*	+			+
<i>Comoseris minima</i> Beauv*				+
<i>Complexastraea</i> sp.*				+
<i>Dimorphocalnia crassasepra</i> Fromentoel	+			
<i>Eugyra interrupta</i> Fromentoel	+			
<i>Favia</i> sp.				+
<i>Isastraea</i> sp.*				+
<i>Microsolena coavernosa</i> Koby	+			+
<i>Microsolena</i> sp.*	+			+
<i>Montlivaltia truncata</i> Edwards et Hoime	+		+	

Биогеоценозы	Карши-Мубарекское поднятие	Денгизкульское поднятие	Северо-западная часть региона	Юго-западные отроги Гиссара
<i>Actinostrea bernensis</i> Retmon		+		
<i>Pseudocoenia</i> sp.*				+
<i>Rennensismilia didyma</i> (Goldfuss)	+			
<i>Rhipidogyra perecrassa</i> Etallon			+	+
<i>Stylina ombitus</i> Reiman*				+
<i>Stylina</i> sp.*				+
<i>Thecosmilia off cartieri</i> Koby*				+
<i>Thecosmilia</i> sp.*				+
Мшанки				+
<i>Goniocladia subbrulchra</i> Schulga-Nesterenko	+	+	+	+
Губки				+
<i>Peronidella</i> sp.	+	+	+	+
Криноидеи	+	+	+	+
<i>Euomphelus</i> sp.	+	+	+	+

включениями ветвей мшанок. В указанном направлении мощность рифовых фаций постепенно уменьшается, они выклиниваются или замещаются доломитом, реже ангидритом, местами образуют маломощные биостромы.

По данным наших наблюдений, рифовые постройки Карши-Мубарекского поднятия в основном образовались в период развития рифов первого и частично второго циклов. Рифы Денгизкульского поднятия сформированы главным образом из рифовых отложений второго и третьего циклов и, несомненно, по времени образования более поздние, чем первые.

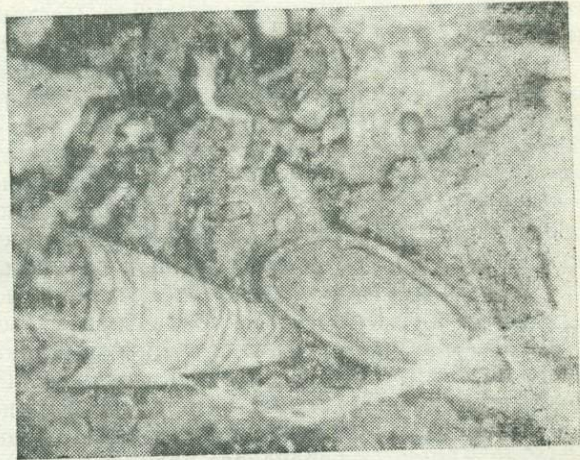


Рис. 33. IV б^{гз}: Ла. Биогенный риф состоит из полиняков шестилучевых кораллов. В нижней части видны протокораллиты — начальная стадия роста колонии. Порода состоит из пористо-кавернозного известняка кремового цвета. Пл. Зеварды, скв. 5, шл. 50. интервал 2797—2801 м, ув. 28*.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РИФА В СТРУКТУРАХ ДЕНГИЗКУЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ И КАРАКУМСКОЙ ПЛОЩАДИ

Несмотря на большой объем глубокого бурения, проводимого на территории Южного и Западного Узбекистана, до настоящего времени нет достаточного фактического материала по многим структурам, содержащим рифовые образования. Исходя из этого, мы здесь ограничимся изложением материала по указанным выше структурам.

* Определены У. Саидустановым

Мощность отложений рифовой платформы, образующих основание рифовой постройки в структурах Денгизкульского поднятия, не превышает 170 м, а в Каракумской площади она более 100 м.

Рифовую постройку образуют биогенные карбонатные породы, покоящиеся на отложениях рифовой платформы (рис. 18, 19).

Не все пробуренные в описываемых структурах скважины вскрыли основание рифовой постройки. Кроме того, во многих скважинах большая часть интервала бурилась без отбора керна. В связи с этим в построенных нами схемах (рис. 18, 19) наряду с материалами глубокого бурения использованы сведения, полученные другими методами.

Рифовое тело в структуре Каракум имеет довольно симметричную средневидную форму. Ширина его 5 км, длина 7,7 км, занимает оно площадь около 30 км², на биостратиграфическом профиле показано изменение мощности рифовой постройки в двух направлениях, с юга на север и с запада на восток. Максимальная мощность рифовых образований около 180 м отмечается на восточной стороне центральной части рифовой постройки. Мощность коры рифовой постройки на восточном и северном крыльях структуры Каракум резко сокращается и замещается грубообломочными известняками, сцементированными пелитоморфным карбонатом. В южном и западном крыльях мощность постройки уменьшается постепенно. Покров обломочного карбонатного материала здесь имеет минимальную мощность и сцементирован крупнокристаллическим светлым кальцитом.

Рифовая постройка данной площади имеет относительно крутой северо-восточный склон с узкой куполовидной вершиной. Погружение западного и юго-западного склона более плавное. Наиболее существенной особенностью, которая хорошо видна на профилях, является наличие к востоку и северо-востоку от внешнего северо-западного и северного склонов рифовой постройки песчаного материала, плотно покрывающего рифовые образования. Последние на северных и северо-восточных склонах рифа замещаются более тонкоотмученным глинистым материалом.

Если структуры Карши-Мубарекского поднятия представляли собой барьерный риф, то рифовые тела Денгизкульского поднятия, как показывают наши материалы, имеют типичный характер атоллов, сложенных из нескольких структур. Соединяясь между собой, они образуют кольцо с центральной лагуной и главным проломом в южной части.

Такое предположение подтверждается еще и тем, что рифовые постройки Карши-Мубарекского поднятия в основном образовались в период развития рифов первого и частично второго циклов, а атоллы Денгизкульского поднятия — главным образом из рифовых отложений второго и третьего циклов рифообразования и, несомненно, по времени образования несколько поздние, чем первые.

Данный атолл имеет пять вершин, которые, соединяясь между собой, образуют кольцо из пяти структур: Мехиджан, Уртабулак, Денгизкуль, Хаузак, Самантепе. Между первой и последней структурами в южном направлении проходит большой пролом, соединяющий внутреннюю лагуну атолла с открытым морем. Кроме того, между указанными структурами имеется еще несколько мелких проломов.

По темпам развития рифовых отложений Мехиджан и Хаузак несколько отстают от других структур, образующих данный атолл. Мощность рифовой постройки в указанных структурах не превышает 100 м. В структурах Уртабулак, Денгизкуль и Самантепе мощность рифовой постройки достигает 300 м и более.

Рассматриваемый атолл с севера, запада и востока ограничен соседними одновозрастными рифовыми постройками. Внешний южный склон омывался водами открытого океана, где образовались мощные рифогенные

обломочные известняки с крупнокристаллическим светлым кальцитовым цементом. На остальных склонах обнаружены плохоокатанные рифогенные обломочные известняки, в большей своей части сцементированные пелитоморфной иллитым карбонатом. В северо-западной части атолла породы рифовой постройки и обломочный материал подвержены доломитизации.

Фактический материал по центральной части данного атолла отсутствует, но скважина 4, пробуренная в юго-восточной переклинали Денгизкульской структуры, и скважины 18 и 19, заложенные в юго-западной части Уртабулакской структуры, вскрыли породы по своим литолого-петрографическим свойствам очень близкие к образованиям лагун. В их разрезах преобладают тонкоотмученные фракции глинистого материала с частыми, иногда крупными гнездами ангидрита и пирита. Карбонаты в них главным образом представлены пелитоморфными, тонкозернистыми темно-серыми, часто черными разностями. Грубообломочные карбонатные породы в них почти отсутствуют.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ РИФОСТРОЯЩИХ И РИФОЛЮБИВЫХ ОРГАНИЗМОВ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКОГО ПАЛЕОВОДОЕМА

Рифовые образования карбонатной формации верхней юры на территории исследованного региона образовались в разных частях келловей-оксфордского водоема различными группами рифостроителей. Если в северо-западных разрезах (Кандым, Аккум, Парсанкуль, Даяхатын, Кульбешкак, Учкыр, Янгиказган, Даутепе, Аузбай и др.) главенствующую роль в рифообразовании играли строматолиты, то в юго-восточных районах (структуры Денгизкульского поднятия и Култакского выступа) — багряные, сине-зеленые водоросли и часто кораллы. В северных, северо-восточных частях данного водоема в структурах, расположенных в Карши-Мубарекском поднятии, основная роль в рифообразовании принадлежит строматопороидеям и кораллам. В акватории водоема, расположенного на месте нынешних юго-западных отрогов Гиссара, рифовые постройки образовались главным образом за счет биоморфных скелетных остатков мшанок, кораллов и единичных мелких полипняков водорослей и строматопороидей (табл. 5).

Криноидеи, фораминиферы, брахиоподы, гастроподы, аммониты, голотурии и др. в разрезе исследованной формации не имеют породообразующего значения и являются обычными показателями условий среды рифообразования. Ниже приводим описание этих групп организмов и характер их распределения.

Багряные водоросли. Как видно из изложенного, эти водоросли — важные рифообразующие организмы в определенных участках келловей-оксфордского водоема, они имеют значительные мощности в разрезе карбонатной формации и часто слагают различные типы рифовых структур и пласты известняков. Их присутствие связывается («Основы палеонтологии», 1963) с чистой, хорошо аэрируемой морской водой и глубиной не более 130 м. Колонии багряных водорослей в петрографических шлифах различаются своей нитевидной, узловатой кольцевидной формой и реже образуют ветвистые и корковидные формы. Наиболее распространены представители родов *Solenopora jurasica* Nicholson и *Solenopora Sidakonsis* Maslov.

Как указывает Дж. У. Муррей (Murray, 1966), соленопоровые водоросли, будучи морскими растениями, обитали на глубинах, не превышаю-

щих глубины проникновения дневного света в толщу морской воды. Обычно они встречаются совместно с фауной открытого моря: различными строматопороидеями, брахиоподами и иглокожими. Породы, сложенные солянопоровыми водорослями, представлены крупнозернистыми и мелкозернистыми пористо-кавернозными известняками и реже микритами.

Кроме указанных видов багряных водорослей в рифовых образованиях, особенно Карши-Мубарекского поднятия, обнаружены следующие представители: *Komia abundans* Korde, *Ungdarella uralica* Maslov, *Petschoria elegans* Korde, *Donezella lutugini* Maslov, *Melobesia (lithoporella) parasitica* Maslov.

Рифовые образования Култакской и Гумбулакской структур и западного купола Зевардинской структуры преимущественно состоят из багряных водорослей *Marinella Iogoslavica* Maslov. В подчиненном количестве имеются *Solinopora sidadensis* sp. nov., *Lithophyllum albanense* lemoine.

Кроме самостоятельного образования рифовых построек, багряные водоросли на структурах Денгизкульского поднятия, часто в сообществе с другими известковыми водорослями, кораллами, криноидеями и фораминиферами создают большие рифовые массивы.

Классификация строматопороидей основывается на признаках строения ценностеума. Внутреннее строение ценностеума изучалось в плоско-параллельных шлифах под микроскопом. Были изготовлены шлифы с различным сечением ценностеум строматопороидей. Строматопороидеи (Яворский, 1956) обитали в морской среде и находили наиболее благоприятные условия для своего развития в пределах накопления чисто карбонатных фаций. Наиболее благоприятные условия приводили к развитию пластинообразных форм, которые лучше обеспечивались питанием и не подвергались сильному влиянию подводных течений.

Колонии строматопороидей в разрезах карбонатов келловей-оксфорда рассматриваемой территории по внешней форме весьма различны: инкрустирующие, желвакообразные, сфероидальные, полусфероидальные, куполообразные, пластинчатые, конусообразные, цилиндрические, дендроидальные или древовидные. При этом цилиндрические формы в исследованных разрезах достигают значительных размеров с образованием крупных биогермов с хорошими литофизическими свойствами (Каракум, Карим, Мубарек и др.).

Скелет строматопороидей в основном известковистый. Он образован параллельными прямыми или различной степени изогнутыми (волнистыми) тонкими концентрическими пластинками, отстоящими друг от друга на близком, но для разных видов различном расстоянии, именуемым межляминарным промежутком.

На поверхности скелета у некоторых видов наблюдаются тонкие каналы, как лучи звезды, отходящие от общего центра, представленного круглым отверстием, и дальше более или менее древовидно разветвляющиеся. Это астроризы, которые являются одним из отличительных признаков *Beatricea conica* Y a v o r s k y.

Строматопороидеи — активные рифостроители, в биогермных структурах Карши-Мубарекского поднятия они составляют более 70% объема породы, в некоторых случаях еще больше. Они также играют важную породообразующую роль в широко распространенных в исследованном регионе мшанковых, коралловых слоях, в строматопорово-водорослевых слоях краевых частей, а иногда и внутри рифовых построек.

Мшанки главным образом приурочены к породам рифовой платформы и краевым частям рифовых построек. В разрезах юго-западных отрогов Гиссара образуют самостоятельно биогермы и в основном состоят из скелетных частей *Goniocladia subpulchra schulga* — N e s t e r e n k o.

Обломки ветвей мшанок наблюдались в строматопорово-водорослевых слоях, что свидетельствует об обитании этих организмов в водах открытого моря.

Кораллы — основные рифообразующие организмы келловей-оксфордского палеоводоёма. Они часто встречаются совместно с багряными водорослями в разрезах Денгизкульского поднятия и строматопороидеями в биогермах Карши-Мубарекского поднятия. В юго-западных отрогах Гиссара кораллы образуют мощные слои внутри мшанково-строматопороидеиных рифовых построек.

Кораллы в рассматриваемых отложениях представлены гексокораллами: *Rhipidogira perecrassa Etallon*, *Montiivaltia truncata Edwards et Hoise*.



Рис. 34. П ^{в3} : La. Карбонатная порода в основном состоит из трубочек червей. Пл. Памук, скв. 19, шл. 1304, ув. 28*.

Структура скелетов обычно хорошо сохранена, хотя часто внутренние пустоты их заполнены крупнокристаллическими, хорошо ограненными зернами светлого кальцита.

Коралловые рифы в основном приурочиваются к ядрам рифовых построек, реже отдельные полипняки обнаруживаются в пределах рифовой платформы. Это, по-видимому, связано с тем, что указанные виды шестилучевых кораллов предпочитали достаточно спокойные, т. е. более глубокие или менее открытые воды, и приспособивались к существованию на мягком илистом грунте.

Рифолюбивые организмы в толще карбонатной формации представлены различными группами зоо- и фитоценозов. Из них наиболее часто встречаются иглокожные, губки, фораминиферы, моллюски, роющие и сверлящие организмы. В разрезе формации они не образуют рифовых построек, но являются непосредственными участниками тех фаций, где создаются рифы. Изучение их скелетных остатков дает возможность более точно возродить палеогеографическую обстановку в период формирования рифовых образований.

В породах рифовой платформы среди пелитоморфных карбонатных пород и в краевых частях рифовых построек часто в большом количестве обнаруживаются целые и обломки скелетных частей иглокожих и спикюлы губок. В некотором отдалении от биогерма, в отложениях рифовых лагуны часто находим трубочки двинель, фенестеллы криноидей, мелкие раковинки радиолярий, ходы роющих и сверлящих организмов (рис. 34). Мел-

кие раковинки фораминифер и крупные обломки гастропод не имеют определенной принадлежности к тем или другим слоям карбонатных пород. Их раковины обнаружены в породах рифовой платформы, в базальных пелитоморфных карбонатных слоях и в обрамлениях рифовых построек внутри крупнообломочных рифогенных образований. Мелкие раковинки фораминифер, турителл и обломки скелетных частей моллюсков часто встречаются внутри рифовых тел.

Рифовые постройки верхней юры исследованной территории перекрываются сильноизвестковистыми, тонкослоистыми битуминозными глинами, содержащими крупные окаменелости аммонитов.

Как указывает В. Аркелл (1961), «к тем типам фаций, в которых аммониты встречаются редко, относятся коралловые рифы и породы с «косой слоистостью». Мы не будем вдаваться в теоретические рассуждения, касающиеся образа жизни аммонитов, но особого внимания заслуживает гипотеза А. Термье и Ш. Термье (Terrier H. et G., 1951), согласно которой многие аммониты обитали на мягких глинистых грунтах среди морских растений; последние, разрушаясь, могли выделять железо и серу с образованием пирита, которыми так часто замещается большое число раковин аммонитов из глин и глинистых сланцев.

В глинистых известняках верхнеоксфордского подъяруса, перекрывающих рифовые постройки Кугитангтау, К. Аманниязов (1971) обнаружил следующие семейства аммонитов: *Perisphinctes plicatilis* Sov, *P. berneusis* Lor., *P. cf. poturatiensis* Lor.

ГЛАВА IV

ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТОВ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДА

Карбонатные образования, как известно, составляют жизненную биогеохимическую группу, которая теснейшим образом связана с природой и направлением физиологической эволюции, о которой, к сожалению, так мало известно. Кроме того, эта эволюция, как указывает Р. В. Фэйрбридж (1970), происходила в планетарной обстановке, основные параметры которой до сих пор не выяснены.

Несмотря на всю сложность проблемы генезиса известняков, Дж. И. Сендерс, Дж. М. Фридмен (1970) считают, что эти породы образуются отчасти путем неорганического или органического осаждения карбонатов кальция, частично — путем замещения других веществ карбонатом кальция, но главным образом — путем литификации осадков углекислого кальция.

Фациальные особенности карбонатных образований и их распространения в настоящей главе рассматриваются с учетом данных наших предыдущих работ. Кроме того, здесь учитываются стратиграфические закономерности распространения известняков, определяющих соотношение различных типов и их разновидностей, как между собой, так и с некарбонатными образованиями.

Карбонаты келловей-оксфорда рассматриваемой территории по своим генетическим особенностям относятся к образованиям мелководных окраинных морей.

Несмотря на различные условия образования карбонатных осадков, они одинаково подчинены физическим процессам осадконакопления водной среды, как и терригенные частицы. Поэтому карбонатные толщи накапливаются по тем же законам, которые управляют образованием почти любой стратиграфической толщи морского генезиса. Дж. И. Сендерс и Дж. М. Фридмен (1970) выделяют три физических процесса накопления морских осадочных образований.

Процесс первый. Процесс, ведущий к вертикальному осаждению материала. Сюда относятся процессы более или менее одновременного накопления частиц, образовавшихся, во-первых, из остатков планктонных организмов, рассеянных в воде, или же суспензированного материала, привнесенного водами; во-вторых, путем роста пластов бентосных раковин на дне, рассеянных или собранных в биостромы, образованных на месте; в-третьих, путем вертикального роста рифов. Каждый из этих процессов, как указывают вышеназванные авторы, характеризуется наращиванием на поверхности слоя новых порций осадочного материала. Горизонтальное перемещение или диффузия осадочного материала, не относящиеся непосредствен-

но к вертикальному осаждению, происходили еще раньше (в толще воды), так как там происходит миграция или расселение живущих организмов или перенос течениями мелкозернистых осадков.

● **Процесс второй.** Объединяет физические процессы, разделяющиеся по гидродинамической активности. Данный процесс разделяется на: 1) процессы в среде с высокой гидродинамической активностью и 2) процессы в среде с низкой гидродинамической активностью. Областям осадконакопления с высокой гидродинамической активностью соответствуют чистые, хорошо отсортированные, яснокристаллические карбонатные осадки с максимальным содержанием обломков органогенных осадков. Напротив, областям с низкой гидродинамической активностью (энергией) соответствуют «илистые» осадки, которые либо полностью, либо в основном сложены тонкозернистым материалом, наряду с более крупными частицами и реже включают обломки органогенных пород. Детальное описание этих главных, а также промежуточных обстановок осадконакопления келловей-оксфордского палеобассейна исследованной территории подробно рассмотрены в предыдущих главах.

Процесс третий. Процесс, ведущий к горизонтальному перемещению осадка за счет движения по дну уже готового осадка или за счет смещения осадочных обстановок, характеризующихся определенными разновидностями осадков.

Поскольку исследуемые нами карбонатные отложения, как указывалось выше, являются осадками окраинных мелководных морей, образовавшихся в результате протекания третьего процесса, то в дальнейшем мы будем рассматривать только этот процесс.

Миграция обстановок осадконакопления в пространстве, как указывают некоторые авторы, может произойти либо путем переработки осадочных толщ, либо вследствие крупных географических изменений. Примером миграции обстановок осадконакопления в результате закономерной переработки осадочных толщ являются горизонтальные смещения русел рек на пойменные равнины путем подрезания вогнутого берега и наращивания отложений на противоположном выпуклом берегу. Примерами же перемещения сред осадконакопления, обусловленных региональными изменениями географической среды, являются те, которые происходят в результате колебания уровня моря или вследствие неравномерного поступления привносимого материала.

Береговая линия и пояса ассоциирующихся осадков могут передвигаться в сторону моря в результате его отступления из-за поднятия дна и намывания прибрежных осадков на отложения отмелей или рифов. Те же пояса осадков могут перемещаться в сторону суши и в результате его погружения. Такие горизонтальные смещения фаций прибрежных осадков (по Сендерсу и Фридмену) приводят к образованию регрессивных и трансгрессивных серий осадочных толщ. Как указывают вышеназванные авторы, в этих сериях распределение пород по-разному подчиняется закону фаций И. Вальтера (I. Walther, 1891). Согласно этому закону, вертикальная последовательность отложений в любой данной точке отражает характер распределения осадочных фаций в определенный момент времени.

Карбонатная формация келловей-оксфорда исследуемого региона имеет трехчленное строение, поэтому и разрез данной формации нами подразделен (снизу вверх) на три самостоятельные свиты (Арифджанов, 1962, 1964).

† Тщательный анализ имеющегося фактического материала, всестороннее и детальное изучение вещественного состава пород этих свит как в пространстве, так и во времени, с учетом представлений В. П. Маслова (1950), А. Н. Леворсена (1970), М. И. Грачевского (1969), Дж. И. Сендерса и

Дж. Фридмена (1970) и В. Г. Кузнецова (1971) дало возможность выделить в разрезе каждой свиты комплексы или серии пород, присущие трансгрессивному и регрессивному этапам седиментации.

Указанное подтверждается тем, что толщи различного петрографического и биогенетического состава карбонатов закономерно располагаются по разрезу в соответствии с латеральным распределением обстановок седиментации и смещением границ этих обстановок в зависимости от изменения уровня моря (рис. 5, 11, 18, 19, 20). Эти серии, ритмично чередуясь в каждой свите, образуют трансгрессивно-регрессивный цикл, трижды повторяющийся в период накопления карбонатов келловей-оксфорда. При этом рифовые комплексы рассматриваемой территории по их морфологическим особенностям и вещественному составу связаны с регрессивными сериями каждого цикла.

Стратиграфическое положение рифовых комплексов в разрезе верхней юры (в региональном плане) показывает, что с каждым циклом данный палеоводоем заметно (с нарастающей скоростью) мелел, при этом пульс трансгрессии постепенно ослабевал, а берега его регрессивно продвигались на запад. Как известно (Арифджанов, 1970, 1971), юрские рифовые комплексы на территории Средней Азии приурочены к позднекелловей-оксфордским образованиям. При продвижении на запад (Кавказ, Северный берег Черного моря) данные рифы обнаруживаются в разрезе позднеоксфордских и раннекимериджских образований (Бабаев, 1964, Михайлова, 1972). Далее на западе, включая юго-восток Сицилии (Жубле, Бертран, Маттавели, Риццини, Пассега, 1970), на акватории Средиземного моря, рифовые комплексы приурочиваются к образованиям титона. Отложения келловей-оксфорда и частично кимериджа здесь в основном сложены глубоководными тонкослонстыми илистыми карбонатами, без каких-либо следов рифовых образований.

Из указанного следует, что на фоне периодического возвратно-поступательного характера движения береговой линии верхнеюрского моря существовала общая тенденция к прогрессивной регрессии моря. По-видимому, именно с этим и связано постепенное омолаживание рифовых комплексов в западном, а точнее юго-западном направлении исследованной территории (Памук, Уртабулак).

По пространственному распределению определенных петрографических и биогенетических групп карбонатов на территории исследованной части келловей-оксфордского палеоводоёма выявляется четкая поясность в фациальных условиях их седиментации.

Далее в работе будут рассмотрены фациальные взаимоотношения пород выделенных фациальных поясов келловей-оксфордского палеобассейна и на основе этого делается попытка реконструировать эволюцию данного бассейна.

Основой для районирования рассматриваемой территории послужили геотектонические схемы, разработанные для Западного Узбекистана А. Г. Бабаевым (1966) и для Западного Таджикистана С. А. Захаровым (1958).

РИФООБРАЗОВАНИЕ И СВЯЗЬ ЕГО С ЦИКЛАМИ КАРБОНАТНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Разрез карбонатов келловей-оксфорда рассматриваемой территории вследствие закономерного повторения определенного набора пород и по наличию рекуррентной фауны подразделяется на отдельные циклы. Каждый выделенный цикл соответствует объему определенной свиты карбонатной формации верхней юры и в разрезе формации повторяется трижды.

Последовательность пород в этих циклах следующая. В подошве залегают глинистые известняки, по-видимому, являющиеся кровлей предыдущего цикла, последовательно сменяющиеся вверх по разрезу обломочными известняками, выше залегают пачка органогенного известняка, сложенного в основном спикулами губок. Данная пачка перекрывается доломитом, переходящим иногда по простиранию в водорослевые рифовые известняки.

На эти образования налегает мощная пачка рифового известняка и цикл заканчивается (выдержанным в пространстве) слоем тонкоотмученной темно-серой или коричневатой известковистой глиной, перекрытой в кровле органогенными известняками следующего аналогичного ряда (цикла). Мощность цикла варьирует от 15—20 (Зап. Майманак) до 300 м и более (Памук, Зеварды) (рис. 5, 35).

Выделенные нами циклы прослеживаются на всей территории рассматриваемого региона как в пределах одного структурно-фациального пояса, так и в разных зонах, что свидетельствует об универсальности причины формирования этих циклов.

Как отмечает М. М. Грачевский (1969), в четвертичной и юрской системах отдельные седиментационные циклы прослеживаются практически по всему земному шару, поэтому «...такой универсальной причиной цикличности вряд ли могут быть тектонические, пульсационные процессы, поскольку данные по новейшей тектонике уверенно указывают на существование непрерывных (и в то же время разнонаправленных) движений на сравнительно недалеко отстоящих одна от другой территориях. Нет никаких оснований предполагать принципиально иной характер текто-

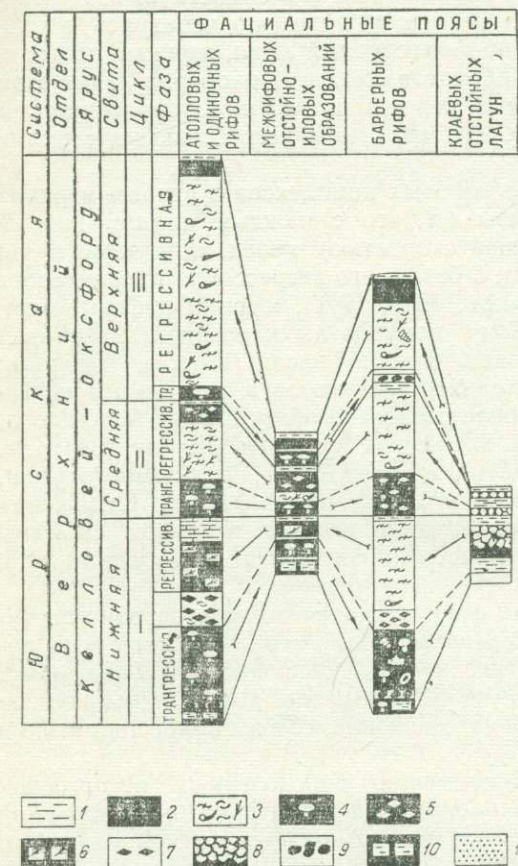


Рис. 35. Схема сопоставления разрезов выделенных фациальных поясов. Составил М. Х. Арифджанов, 1973 г.

1 — глины, 2 — известняк пелитоморфный (микрит), 3 — риф, 4 — биомикрит со спикулами губок, 5 — известняк доломитизированный (доломикрит), 6 — биомикрит с обломками ветвей мшанок; 7 — доломиты, 8 — интрамикрит (обломочный известняк на илесто-карбонатном цементе), 9 — интраспарит (обломочный известняк с мелкокристаллическим светлым кальцитовым цементом), 10 — глина известковистая, 11 — песчаники.

нических процессов в прошлые геологические эпохи. Если бы цикличность обусловливалась тектоническими причинами, то разнонаправленность движений должна привести к несопоставимости циклических разрезов, чему противоречат фактические данные. В то же время эвстатические движения уровня Мирового океана, имеющие глобальный масштаб, прекрасно объясняют универсальный характер цикличности и обосновывают возможность сопоставления на этой основе толщ, развитых в совершенно различных структурно-фациальных зонах и тектонических регионах.

Эту же мысль мы находим в работах А. Г. Бабаева (1959), посвященных непосредственно Западному Узбекистану, где автор пишет, что «трансгрессия среднеюрского моря обусловлена не только опусканиями значительной части среднеазиатской территории, но (не в меньшей мере) и изменениями уровня Мирового океана, т. е. эвстатическими процессами».

Далее А. Г. Бабаев отмечает, что с позиции эвстатических движений легко объяснить и все другие трансгрессии и регрессии региональных масштабов, и только признавая значение эвстатических движений, можно удовлетворительно расшифровать ряд региональных геологических явлений, которые трудно объяснить с точки зрения других тектонических гипотез.

Литолого-петрографическое изучение вещественного состава карбонатов выделенных циклов и их палеонтологическая характеристика указывают на наличие в разрезе каждого цикла пород, образованных как в трансгрессивной, так и в регрессивной фазах седиментации.

Анализ мощностей указанных фаз свидетельствует о том, что для выделенных циклов характерна увеличенная регрессивная часть и редуцированная трансгрессивная. Это, по-видимому, связано со все усиливающейся регрессивной стадией седиментогенеза под влиянием воздымания Кызылкумского свода.

В период накопления осадков карбонатной формации в прибортовой части Бухаро-Хивинской депрессии, в северных крыльях Бухарской и Амударьинской зон поднятий (Бабаев, 1966), в связи с тектонической активностью этих зон происходило постепенное опускание рельефа (Бабаев, 1959, 1966).

В большинстве (в благоприятных для рифообразования) унаследованных локальных поднятий указанных зон, в период регрессивных фаз седиментации формировались рифовые сооружения, образующие в плане систему барьерных рифов (Бухарская зона поднятий), и атолловые, одиночные рифы (Амударьинская зона поднятий). Вследствие постепенного воздымания Кызылкумского сводаобразного поднятия рифовые сооружения указанных зон постепенно смещались в стратиграфической последовательности в сторону осевой части келловой-оксфордского водоема (рис. 5).

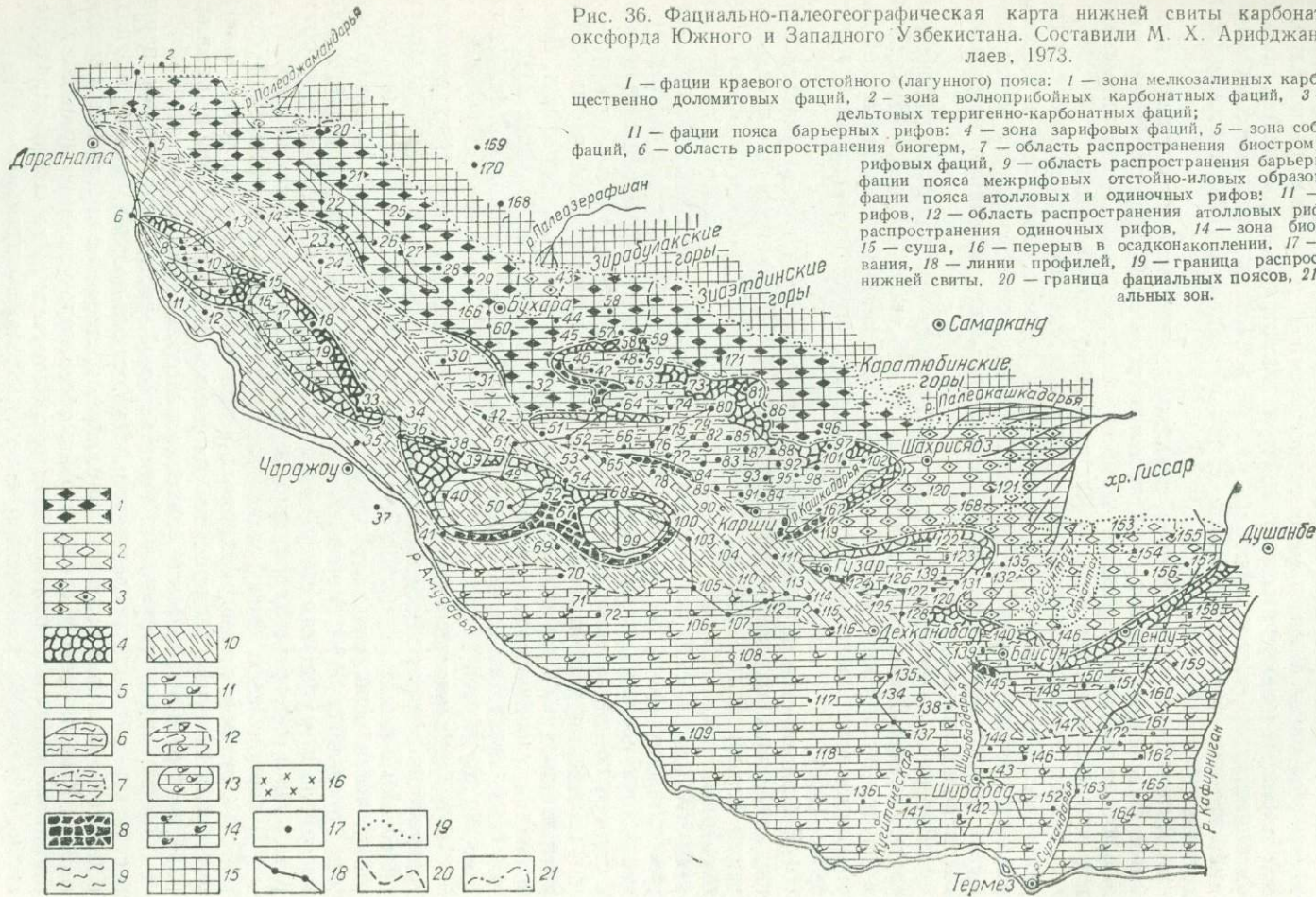
Изменения количественного содержания нерастворимой части карбонатных пород в местах впадения палеорек (Кашкадарья, Зарафшан, Джамандарья) в верхнеюрское море косвенно указывает на процесс воздымания Кызылкумского свода в период формирования карбонатной формации (рис. 4, 36, 37, 38).

В осадках нижнего цикла карбонатообразования по количественному содержанию терригенного материала резко выделяется район впадения палеореки Кашкадарья (табл. 7, рис. 36, 37, 38), где количество нерастворимой части карбонатов в разрезах структур Майдаджой, Ходжихайрам и др. превышает 60%. В среднем цикле арена аккумуляции терригенного материала в карбонатах смещается на северо-запад и охватывает территорию дельты палеореки Зарафшан (Свердлова, Сарыташ, Камачи и др.).

В период накопления осадков верхнего цикла рассматриваемой формации в отличие от вышеназванных территорий количество терригенного материала заметно увеличивается на северо-западном окончании рассматриваемого региона, на месте впадения палеореки Джамандарья.

Закономерное увеличение нерастворимой части карбонатных пород в стратиграфической последовательности, с юго-востока на северо-запад, в дельтах указанных палеорек, по-видимому, связано с постепенным воздыманием Кызылкумского свода, что способствовало усилению привноса терригенного материала палеореками, расположенными на северо-западе региона, ближе к Кызылкумскому своду (Палеоджамандарья).

Рис. 36. Фациально-палеогеографическая карта нижней свиты карбонатов келловей-оксфорда Южного и Западного Узбекистана. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдулаев, 1973.



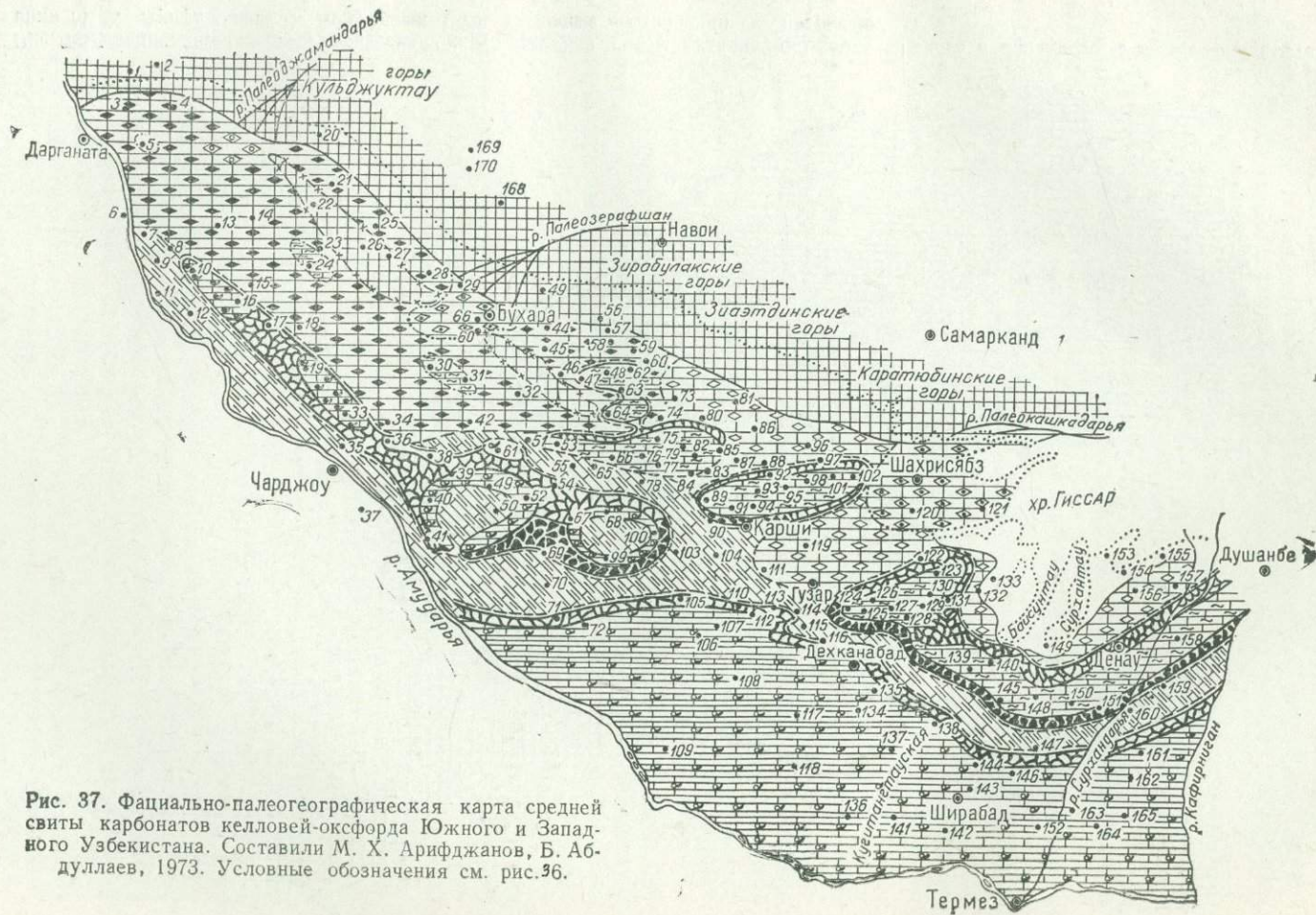


Рис. 37. Фациально-палеогеографическая карта средней свиты карбонатов келловей-оксфорда Южного и Западного Узбекистана. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, 1973. Условные обозначения см. рис.36.

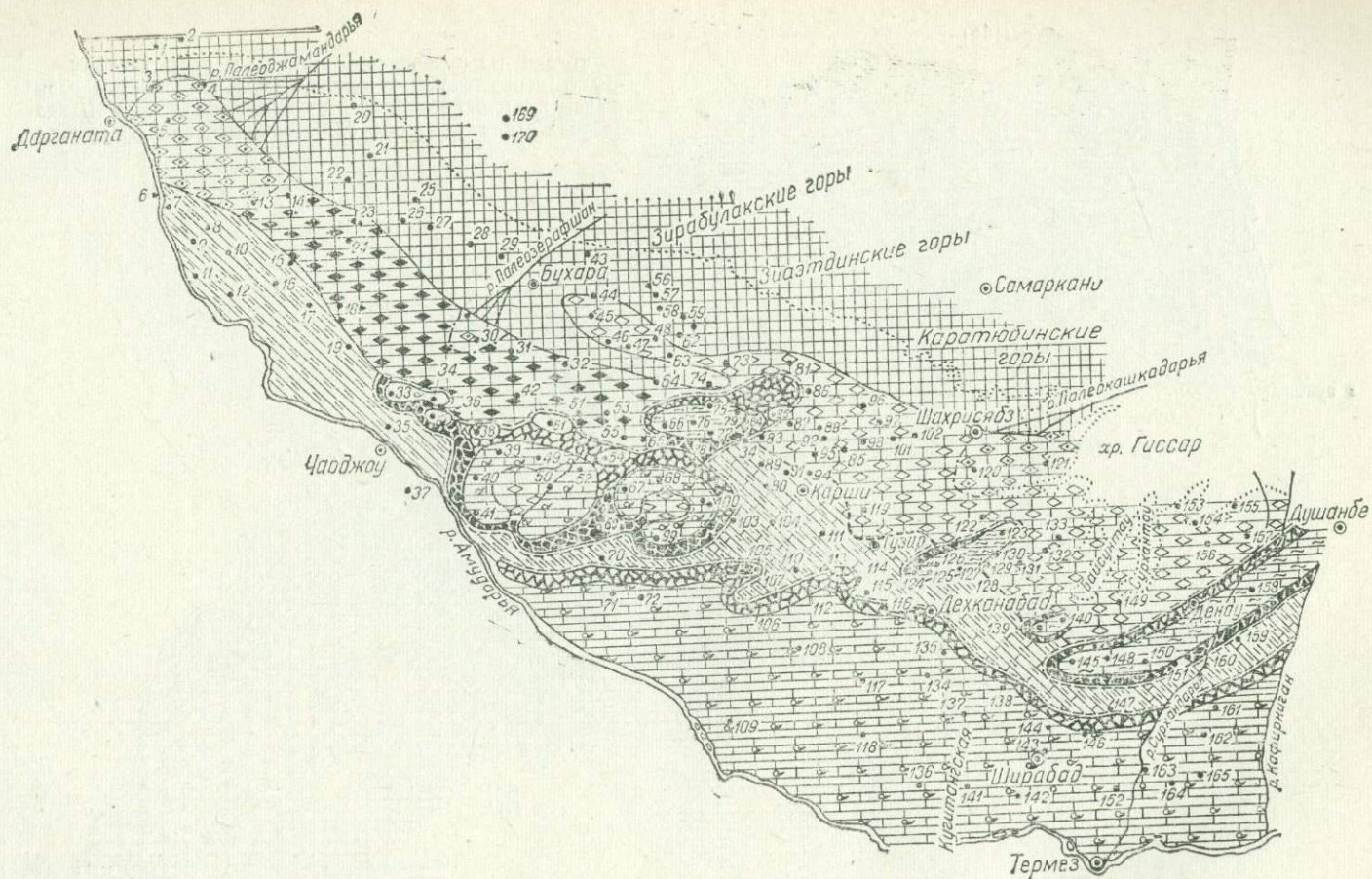


Рис. 38. Фациально-палеогеографическая карта верхней свиты келловей-оксфорда Южного и Западного Узбекистана. Составили М. Х. Арифджанов, Б. Абдуллаев, 1973. Условные обозначения см. на рис.36.

Если постепенное смещение рифовых сооружений в стратиграфической последовательности в сторону центральной (осевой) части впадины связывать с постепенным геотектоническим процессом воздымания Кызылкумского свода, то наличие ритмически чередующихся трансгрессивных и регрессивных фаз в циклах рассматриваемой карбонатной формации, по-видимому, необходимо связывать с периодическим, эвстатическим колебанием уровня келловей-оксфордского водоёма.

Резкое изменение количественного содержания доломита в фазах выделенных циклов карбонатной формации (рис. 35) и постепенное падение его концентрации в сторону осевой части исследованного палеоводоёма (рис. 11, 36) (Fairbridge, 1957) является результатом ритмического эвстатического колебания уровня Мирового океана в период накопления карбонатов келловей-оксфордского палеоводоёма.

Однако, как отмечает М. М. Грачевский (1969), причинная зависимость этих разнородных на первый взгляд явлений пока не выяснена.

Каждый цикл охватывает трансгрессивные и регрессивные фазы седиментогенеза, качественно отличные друг от друга этапами эвстаза: на первом этапе уровень моря находится выше плоскости шельфа, на втором — ниже (рис. 35).

В трансгрессивную фазу седиментационного цикла (Грачевский и др., 1969) высота уровня моря и глубина шельфа увеличивается от подошвы к средней части фазы, а затем вновь уменьшаются к ее кровле. В соответствии с изменением глубины шельфа, как указывают вышеназванные авторы, мелководные, часто обломочные карбонаты подошвы трансгрессивной фазы сменяются в цикле сначала наиболее мористыми (и наиболее богатой фауной) известняками средней части, а затем вновь мелководными, обычно микрозернистыми известняками или доломитами (с обедненной фауной), залегающими в ее кровле.

На литолого-петрографических профилях, пересекающих исследованный регион в разных направлениях (рис. 35,5), нижняя секция трансгрессивной фазы седиментации первого цикла представлена глинистыми известняками с очень редкими мелкими обломками спикул губок. Вверх по разрезу эти образования постепенно сменяются обломочными карбонатными породами, сцементированными среднезернистым, светлым, яснокристаллическим кальцитовым цементом. В районе Карши-Мубарекского выступа в составе этих образований появляются включения копрогенного материала, мощность их несколько увеличивается, местами (Южный Мубарек) достигая 10 м. На Денгизкульском поднятии и дальше на северо-запад региона обломочные известняки приобретают темно-серую окраску, а цемент их замещается илистым пелитоморфным карбонатом с большим количеством обломков спикул губок и мелкими раковинами фораминифер. В районах Кызылрабат, Кульбешкак и Учкыр данные образования приобретают оолитово-копрогенную природу с яснокристаллическим кальцитовым цементом.

Трансгрессивная фаза описываемого цикла во всех изученных районах завершается мощной пачкой органогенного известняка с истым карбонатным цементом. Основным порообразующим организмом в них являлись губки, поскольку образования данной пачки переполнены крупными, дугообразно изогнутыми светлыми спикулами губок. В районе Западный Майманак данная пачка приобретает спонгелитовую природу с единичными мелкими раковинками фораминифер.

Как известно (Максимова, 1970), губки живут на разных глубинах и образуют массовые поселения на глубине от 40 до 400 м (Петелин, 1954, Лисицын, 1960). Среди них есть не только прирастающие формы, но и закрепляющиеся пучком спикул в рыхлом субстрате и свободные (Савилов, 1961, Зенкевич, 1963). По разнообразию способов прикрепления

они вполне сходны с криноидеями и мшанками и можно было бы ожидать, что сходным окажется и распространение губок в водоеме (Максимова, 1970). Однако, как отмечает данный автор, губки существенно отличаются от мшанок и криноидей некоторыми особенностями процесса питания. Если для снабжения пищей многих представителей последних двух групп достаточно слабых токов воды, создаваемых самими животными, то губки засасывают и профильтровывают огромный объем воды, который, как указывает Максимова, они могут получить только в зоне течений или в повышенной-подвижной водной среде. Даже губковый биоценоз на юго-западе Баренцова моря, в котором преобладают свободные формы, развит в области непосредственного действия Нордкапского течения (Силатова, 1938).

Приведенный выше материал вполне убедительно доказывает трансгрессивный характер осадков данной секции цикла. Наличие в породах обломочного материала и обилие спикул губок с частым образованием мощных пластов спонголита, свидетельствует о существовании в данной фазе цикла активной гидродинамики вод бассейна. Высокая энергия воды присуща только наступающему на континент морю и является неоспоримым доказательством трансгрессивной фазы седиментогенеза.

Такой генетический однотипный набор карбонатных пластов с некоторым колебанием мощности обнаружен в нижних секциях и последующих циклах исследованной формации. Указанное дает основание предполагать наличие в первой половине разреза пород этих циклов, образовавшихся в трансгрессивной фазе седиментации, что свидетельствует о трехкратном покрытии территории исследованного региона морем в период накопления осадков келловей-оксфордского водоема. Указанное становится еще реальнее, если учесть приуроченность губкового биоценоза во всех выделенных трех циклах к осадкам, образованным в трансгрессивной фазе седиментации. Появление данной фауны каждый раз в цикле, расположенном на более высоком стратиграфическом уровне разреза формации, несомненно, указывает на ее рекуррентность, что является одним из основных факторов цикличности.

Переходя к характеристике второй фазы цикла или вернее к его регрессивной части, необходимо отметить, что данная фаза цикла, судя по мощности пород, формировалась более длительно по сравнению с трансгрессивной. Это подтверждается резким увеличением в ней мощности карбоната по сравнению с образованиями трансгрессивной фазы (рис. 35).

Осадки данной фазы в Бухарской и Амударьинской зонах поднятий представлены мощными рифовыми образованиями. В прогибах они имеют незначительные мощности и состоят из пелитоморфного, часто биогенного известняка с обилием обломков ветвей мшанок, криноидей, трубочек двинелл, копрогенного материала, мелких раковин фораминифер и др. Данная фаза завершается прослойкой сильно известковистой глины.

В Каракульском прогибе и на всей территории Амударьинской зоны поднятия глинистый слой имеет зеленовато-серую, черную и реже коричневатую окраску, сложенную в основном монтмориллонитом (М. Х. Арифджанов, 1964). В большинстве случаев эти глинистые образования, уменьшаясь в мощности, образуют илистую слоистую поверхность. Такие же глины на большей части Бухарской зоны поднятий имеют красную окраску и присыпки терригенного материала песчаной фракции. В минералогическом составе глин превалирует каолинит. В предрифовых фациях глина часто замещается полимиктовым песчаником (Каракумы, Карактай, Мубарек и др.).

Появление в кровле разреза пород рассматриваемой серии данных глинистых образований, по-видимому, связано с существованием в период их накопления кратковременного субаэрального перерыва, на что также

указывает увеличение количественного содержания окиси алюминия и железа в разрезах, расположенных на Бухарской зоне поднятий. Резкое повышение их содержаний в данной зоне, по-видимому, связано с близостью источников сноса.

Большое поглощение глинистого раствора в скважинах, заложенных в данной зоне, возможно, связано с карстовыми пустотами, по-видимому, образовавшимися в результате субаэрального перерыва, во время которого произошло выщелачивание карбонатов кальция из пород с замещением его магнием. Наличие большого количества доломитовых пластов, иногда достигающих десятков и более метров на Бухарской зоне поднятий, по-видимому, также связано с данным процессом.

В конце регрессивной фазы, как было указано выше, образованные вблизи береговой части водоема рифовые постройки на Бухарской зоне поднятий, в связи с отходом моря частично раскрылись, подверглись кратковременному выветриванию и быстро литифицировались, что привело, по-видимому, к их интенсивному растрескиванию с образованием крупных каверн.

Ю. Д. Ежов (1964) карстование поверхности карбонатных образований также связывает с перерывами.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ПОЯСА И ЗОНЫ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКОГО ВОДОЕМА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РИФООБРАЗОВАНИЕ

Несмотря на принципиальное сходство в строении выделенных циклов, они существенно различаются по литологическому ряду и особенно по соотношению мощностей их отдельных членов в разных геотектонических зонах рассматриваемой территории. Это является результатом влияния рельефа палеотоподна келловей-оксфордского палеоводоема, поскольку в различных участках топорельефа по-разному развиваются карбонатобразующие организмы и, следовательно, по-разному, протекает процесс седиментации.

Исходя из указанного и основываясь на методике фациального анализа, разработанного В. И. Поповым (1959, 1968), область распространения образований келловей-оксфордского палеоводоема можно подразделить на фациальные пояса и зоны (табл. 6).

Фашии краевого отстойного (лагунного) пояса. Данный фашиальный пояс сложен ритмично-слоистыми карбонатными и терригенными образованиями (рис. 5, 20). Карбонаты на северо-востоке данного пояса представлены сильно илистыми, доломитизированными разностями известняков с частыми линзами и пропластками копролитовых, реже оолитовых карбонатов с пелитоморфным илистым цементом. При приближении к рифовым постройкам появляются крупные линзы обломочных рифогенных известняков, цементированных, также как оолиты и копролиты, илистым карбонатным материалом с богатой примесью терригенного, состоящего из брекчий (Шаргунь), песчаников, алевролитов и глин, в основном, приуроченных к северо-восточным и восточным бортам рассматриваемого палеоводоема, представленным «немыми» образованиями.

Рассматриваемый пояс на севере и северо-западе Бухаро-Хивинской области, несколько расширяясь, образует самостоятельную зону мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаший, сложенных главным образом доломитом с единичными мелкими гнездами ангидрита и редкими зернами оолита и копролита.

Фациальные пояса и зоны карбонатообразования

Фациальные пояса карбонатообразования	Фациальные зоны карбонатообразования
I. Фашия краевого отстойного (лагунного) пояса	Зона мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовой фашии Зона волноприбойных карбонатных фаший Зона подводнодельтовых терригенно-карбонатных фаший
II. Фашии пояса барьерных рифов	Зона зарифовых фаший Зона собственно рифовых фаший область распространения биогерм область распространения биостром Зона предрифовых фаший
III. Фашии пояса межрифовых отстойно-иловых образований	
VI. Фашии пояса атолловых и одиночных рифов	Зона биогермных рифов: область распространения атолловых рифов область распространения одиночных рифов Зона биостромных рифов

На северо-западе Средней Азии образования данного фашиального пояса охватывают всю территорию Каракалпакской Автономной Республики и северо-западную часть Туркмении, постепенно приобретая юго-западное направление и пересекая акваторий Кора-Богаз-Гола, уходит в пределы Каспийского моря.

В Каракалпакской части Устюрта данный фашиальный пояс, расчлениваясь, образует несколько крупных морских заливов, в которых наряду с осаджением преимущественно терригенно-глинистых образований, временами происходило накопление маломощных слоев глинисто-карбонатных пород. На северо-западе Туркмении и в южной части Устюрта (Ассакеаудан) карбонатообразование часто преобладало над терригенно-глинистым (Авазходжаев, Лабутина, 1974).

Породы данного пояса характеризуются бедностью зоофитоценоза, представленного мелкими обломками ветвей мшанок, трубочками двинеля, сине-зелеными водорослями, члениками и фенестеллами криноидей.

Образования данного фашиального пояса в хронологическом порядке (от свиты к свите) постепенно мигрируют в сторону открытого моря. Данный процесс сопровождается некоторым расширением полосы лагуны. Как видно из палеотектонического профиля (рис. 5) в Карши-Мубарекском районе передний край лагуны в период накопления осадков нижней свиты карбонатов келловей-оксфорда находился в Кызылрабате (скв. 4), в кровле средней свиты он располагался между Кызылрабатом и Ходжихайрамом. В образованиях верхней свиты передний край лагуны вскрыт в скв. 15 Южно-Мубарекской площади. Интервал смещения лагуны, вернее, рассматриваемого пояса, в сторону открытого моря (за время накопления всего разреза карбонатов верхней юры в исследуемом районе) равен примерно 20 км, а для каждой свиты 6—8 км.

Рассматриваемый фашиальный пояс на севере и северо-востоке исследуемого палеоводоема, несколько сужаясь, образует зону волноприбойных карбонатных фаший. Данная зона занимает обширную территорию от западных предгорий Зиаэтдинских гор, протягивается в субширотном направлении вдоль юго-западных отрогов Гиссарского хребта и, охватывая большое пространство на территории Таджикистана, резко поворачивается на юг и уходит в пределы Афганистана. В Ферганской долине и в

Приташкентском районе данный фациальный пояс образует крупные изолированные водоемы (рис. 2). Она сложена переслаивающимися слабодолмитизированными детритусовыми карбонатными образованиями, песчаными и песчано-глинистыми отложениями. В центральной части данной лагуны узким шлейфом располагаются образования, сложенные главным образом пелитоморфным, илстым карбонатным материалом, содержащим обломки скелетных частей иглокожих, ветвей мшанок, криноидей, фораминифер, моллюсков, зернами копролитов и оолитов.

Очевидно, детритусовые осадки смывались с растущего биогерма и переслаивались с породами внешнего края рифа, отделяясь от него четким литологическим контактом. Для данного фациального пояса типичны также песчаные образования (Каракум), а дальше (в осевой части лагуны) по направлению к ее внутренним частям присутствуют известковые мергели с ископаемыми органическими остатками. Эти образования слабо развиты или их нет совсем на морском крыле рифа.

Анализ количественного содержания в породах данного фациального пояса окиси калия и особенно натрия, а также отношения Sr/Ba показывает, что соленость вод палеоводоема в пределах рассматриваемого пояса была более единицы, что характерно для вод резко засоленных лагун. Повышенная соленость вод данной лагуны, по-видимому, связана с наличием рифового барьера, запрудившего берег от открытого моря и образовавшего лагуну с резко соленой водой.

На основании результатов химического анализа пород карбонатной формации данной территории, А. Х. Нугманов (1966) ошибочно определил соленость вод рассматриваемого палеоводоема. По его данным зона, прилегающая к береговой части данного палеоводоема, характеризуется сильно опресненным режимом вод, что не соответствует действительности. Вдоль указанной полосы лагуны, за поясом барьерных рифов, в субширотном направлении (со стороны открытого моря) проходит фациальный пояс межрифовых отстойно-иловых образований со слабосоленой морской водой, с коэффициентом солености, определенным по окиси натрия и калия от 0,03 до 0,3. В этом же направлении за ней следуют образования фациального пояса атолловых и одиночных рифов с нормальносоленой морской водой с коэффициентом 0,3—0,5.

Изучая гидродинамику вод келловей-оксфордского водоема по структурно-текстурным признакам пород, В. И. Троицкий (1967) указывает на существование в юго-западных отрогах Гиссара, в период накопления пород карбонатной формации верхней юры, берегового вала в виде бара, вытянутого в некотором отдалении от берега водоема. По Троицкому, между баром и баром располагалась лагуна, где наряду с карбонатонакоплением осаждался ангидрит, иногда даже галит. Как отмечает М. М. Грачевский (1962, 1964, 1969), представление о существовании физических барьеров, отделявших лагуны, где происходила эвопоритовая седиментация, от морского бассейна с карбонатной седиментацией, не выдерживает критики. Для Печерского угольного бассейна это убедительно показано Б. Л. Афанасьевым (1966), доказавшим несостоятельность баровой гипотезы.

Проведенные нами комплексные исследования пород позволили установить природу данного бара, состоящего из барьерного рифа. Установленные коэффициенты солености пород между берегом и рифовым барьером (баром) подтверждают мнение В. И. Троицкого о существовании лагуны с резко соленой водой. В отдельных участках рифового барьера в связи с неравномерным ростом рифового сооружения (что, по-видимому, связано с местами впадения палеорек) образовались проломы, которые способствовали проникновению в рифовую лагуну нормальносоленых вод открытого моря, а также расселению в этих местах стеногалинных фаун. Неодно-

кратное повторение этого процесса, а также влияние палеорек, привело к накоплению в указанных местах подводно-дельтовых терригенно-карбонатных фаций, сложенных чередующимися песчано-глинистыми и карбонатными слоями, образующими определенные зоны (рис. 36, 37, 38).

Фации пояса барьерных рифов. Протягивается параллельно предыдущему поясу и служит границей раздела между описанной выше лагуной и открытым морем.

Данный пояс состоит из светлоокрашенных массивных, дельтообразно-наслоенных рифов с клинообразным шлейфом обломочного карбонатного материала. Отложения его характеризуются богатым рифостроящим и рифолюбивым зоофитоценозом и, по-видимому, являются одной из оптимальных экологических зон рассматриваемого палеобассейна.

Данный пояс в современном геотектоническом плане региона располагается на северном приподнятом крыле Бухарского парогоградного разлома. Группа локальных рифовых структур данного пояса, объединяясь в отдельную цепочку, протягивается полосой вдоль данной тектонической линии в субширотном направлении и образует полосу барьерных рифов (рис. 36, 37, 38).

Морфология рифового барьера в каждом выделенном цикле рифообразования имеет своеобразное очертание, связанное, по-видимому, с изменением береговой линии рассматриваемого палеоводоёма. В нижней свите полоса барьерного рифа (если не учитывать отдельные проломы) протягивается непрерывным шлейфом от Дарганаты на северо-западе до Шаргуна на юго-востоке (ширина его в районе Карши-Мубарекского поднятия равна примерно 40 км). Во втором цикле (соответствующем по своему стратиграфическому положению средней свите формации) рифовый барьер несколько сужается и распадается на множество отдельных, далеко отстоящих друг от друга островов. При этом полоса рифов несколько продвигается в сторону открытого моря. В связи с прогрессирующей регрессией берега келловей-оксфордского водоёма в третьем цикле (верхняя свита), на северо-западе региона процесс рифообразования прекращается. На территории Карши-Мубарекского поднятия обнаруживается в виде останца небольшой рифовый массив, состоящий из нескольких маломощных мелких биогерм. И только в обрамлениях предгорий юго-западных отрогов Гиссара обнаруживается небольшая цепочка рифового барьера.

Поскольку риф — сложное биогенетическое образование, то в отложениях данного барьерного рифа, как и в Пермском бассейне США (Ф. Кинг 1948, Н. Ньюелла, 1953), очень четко выделяются три сопряженные фациальные зоны, резко отличающиеся друг от друга по литолого-петрографическим особенностям и палеонтологическими ассоциациями парагенетических фаций: зарифовая фация, зона собственно рифовых и зона предрифовых фаций.

Зона зарифовых фаций располагается между породами пояса прибрежных лагун и собственно остовом рифа и как бы вклинивается в тело рифа, образуя слабый наклон в сторону осевой части лагуны. В плане образования данной зоны (в некотором отдалении от берега) узким шлейфом протягиваются вдоль рифового барьера, как бы облекая его (рис. 36, 37, 38).

Мощность слоев описываемой фациальной зоны, прилегающих к рифу и, по-видимому, сложенных снесенным с последнего обломочным материалом, увеличивается в сторону рифового тела, а перекрывающие слои биогерма становятся значительно тоньше по сравнению с межрифовыми участками, что, по-видимому, связано с возвышением рифовых массивов над дном моря. Некоторые рифовые массивы полностью заключены в обломочные отложения: алевриты, аргиллиты и мелкозернистые песчаники с

тонкими прослоями глинистых сланцев, заключающих в себе крупные раковины аммонитов (Тюбегатан, Каракум, Ташлы).

Основным породообразующим материалом данной зоны является плохосортированный обломочный известняк, сцементированный илистым карбонатом. Эти образования часто переслаиваются с сильно засоренным терригенным материалом и пелитоморфным доломитом, мелко-среднезернистыми известняками и коричневатыми тонкослоистыми глинами. Обломочный материал в основном состоит из органогенного песка, поступающего из зоны рифа, а также и из детритуса живущих в лагуне животных и водорослей. Эти породы, как указывает В. П. Маслов (1950), в значительной степени образуются в результате перемалывания и пережевывания известняковых организмов некоторыми животными (голотурин, рыбы и т. д.).

Для данной зоны характерен илистый цемент обломочного материала и наличие остатков мангровых зарослей (Арифджанов, 1972). Обломки ископаемых здесь угловатые, очень слабоокатанные и плохосортированы. Средний размер частиц составляет 0,5—1 мм и соответствует, по шкале размера зерен для карбонатных пород, разработанной Р. Л. Фолком (1959), крупнозернистому калькарениту и мелкозернистому кальцирудиту.

По мере удаления от лагуны в сторону рифового барьера в отложениях рассматриваемой зоны заметно увеличивается количество и разнообразие рифолюбивых организмов. Это особо ощутимо как для донных, так и их планктонных форм фораминифер. Кроме того, породы зоны характеризуются обилием криноидей и мшанок.

В зоне собственно рифовых фаций преобладают биогермы, представляющие собой (по терминологии В. П. Маслова, 1950) при жизни рифа площадку или платформу, через которую прокатываются буруны, где происходит наиболее бурный рост рифостроящих организмов. Рифовые образования здесь представляют собой пористые карбонатные массивы, имеющие дельтовидную форму в поперечном срезе, сложенные главным образом обломками и разрушенными сооружениями скелетов донных прикрепляющихся организмов со множеством мелких толстостенных раковин фораминифер, зерен копролитов и окруженные слабопроницаемыми, часто обломочными карбонатными образованиями. При этом обломочный материал, расположенный со стороны лагуны, характеризуется илистым карбонатным цементом. Цементирующий материал обломков, расположенных со стороны открытого моря, вернее, в морском крыле рифа, представлен яснокристаллическим прозрачным кальцитом с крустификационной текстурой.

Эти рифовые массивы, вернее биогермы, представляют собой округлые холмовидные тела, сложенные неслоистыми или грубослоистыми карбонатами. В отложениях данных массивов отсутствует мелкая слоистость, что особенно характерно для их центральной части.

Поверхность рифового массива имеет неправильную форму с высокими буграми и выступами, возвышающимися над средним уровнем их поверхности.

Мощность рифового тела на гребне рифа не превышает 60—70 м в каждой свите, а в общей сложности по всему разрезу формации она составляет около 200 м. Зона барьерного рифа шириной около 40 км в нижней свите вверх по разрезу постепенно сужается (30 м в средней свите и 20 м в верхней свите) и смещается в сторону открытого моря (рис. 5, 11).

В плане отдельные рифовые массивы разного размера и конфигурации, объединяясь между собой в одну систему рифа, образуют отстоящие друг от друга на 100—150 м по вершине рифа три ряда разновозрастных рифовых барьеров, протягивающихся в субширотном направлении параллельно Бухарскому параградному разлому (рис. 36, 37, 38).

Палеонтологическая ассоциация рифообразующих организмов в рифовых сооружениях данной зоны (с юго-востока на северо-запад) характеризуется четкой дифференциацией экологических зон. Если на территории юго-западных отрогов Гиссара основным рифообразующим зоофитоценозом являлись мшанки, кораллы и водоросли, то в Карши-Мубарекском поднятии ими становятся строматопоридеи, багряные водоросли, реже кораллы.

В северо-западном направлении биогермы барьерных рифов, постепенно уменьшаясь в мощности, приобретают форму биостром, причем основными рифостроящими фитоценозами в последних становятся строматолиты.

Характерной особенностью рассматриваемых барьерных рифов является их асимметричная форма. Гребень рифовых сооружений сильно наклонен в сторону открытого моря и образует крутой, почти обрывистый откос. Наклон ядра рифового тела в сторону открытого моря обуславливается регрессивным характером перемещения береговой линии (Леворсен, 1970; Кузнецов, 1971). Это подтверждается еще и тем, что зарифовые лагунные образования (снизу вверх в хронологическом порядке) постепенно перекрывают нижележащие рифовые массивы и постепенно продвигаются в направлении открытого моря.

Как указывает В. И. Кузнецов (1971), при регрессии, вследствие осушения, обмеления, изменения гидрологического режима или других причин, рифы выходят из зоны, благоприятной для развития рифостроителей, что приводит к прекращению их роста. Одновременно подобные условия создаются в более удаленной от берега и ранее более глубоководной зоне. Таким образом, полоса рифообразования сместилось в сторону моря, при этом более древние рифы оказались перекрытыми зарифовыми мелководноморскими, лагунными или континентальными отложениями, а вновь образованные залежали на предрифовых глубоководных депрессионных породах.

Приведенные выше данные говорят о регрессивной природе рифовых сооружений рассматриваемой зоны.

Зона предрифовых фаций. Если образования зоны зарифовых фаций являются низкоэнергетичными, т. е. отложенными в спокойных водах лагуны, то отложения зоны предрифовых фаций — образования высокоэнергетические, т. е. возникшие в бурных водах в морском крыле рифового массива.

Несмотря на синхронность образования осадков этих двух фациальных зон и на непосредственную близость областей аккумуляции, в литолого-петрографическом отношении они резко отличаются друг от друга. Как было указано выше, характерной чертой образования зоны зарифовой фации являются илистый карбонатный цемент обломочного материала со слабой окатанностью и плохой отсортированностью галек. Обломочный материал зоны предрифовой фации содержит яснокристаллический, светлый кальцитовый цемент с хорошей отсортированностью и окатанностью.

В местах выщелачивания цемента порода приобретает крустификационную текстуру с заметной корродированной поверхностью обломков.

Кроме петрографических различий, образования этих двух фациальных зон имеют и палеонтологические особенности (по фауне и флоре).

Характерной фауной предрифовой фациальной зоны является турителла, обнаруживаемая в местах соприкосновения пород данной зоны с остовом барьерного рифа. В направлении открытого моря в составе пород данной фациальной зоны появляются мелкие раковинки фузулинид и фораминифер, единичные обломки спикул губок, перекристаллизованные в светлый средне- и крупнокристаллический кальцит, обломки морских лилий и крупные, в виде пчелиных сот, сильно разрушенные ветви мшанок. Количество раковинок фораминифер в сторону барьерного рифа постепенно

уменьшается до полного исчезновения. Данная фациальная зона характеризуется обилием и разнообразием фауны и флоры как в количественном, так и в видовом отношении.

Образования зоны предрифовых фаций по объему сильно уступают образованиям зоны зарифовых фаций. Несмотря на широкое площадное распространение барьерных рифов в нижней свите образования зоны предрифовых фаций развиты незначительно. На северо-западе региона они вообще отсутствуют, на Карши-Мубарекском поднятии и на территории юго-западных отрогов Гиссара их максимальная мощность достигает 10 м, ширина же зоны в поперечном срезе — не более 50 м. Они в основном приурочены к вогнутым (в сторону берега моря) участкам (каньонам) барьера и имеют дельтовидное строение. Обломочный материал вблизи остова рифа более крупный (1 см и более в поперечнике) и при продвижении в сторону моря постепенно замещается пелитоморфным илистым слоистым известняком. Это очевидно является следствием постепенного ослабления процесса рифообразования в барьерах средней и, особенно, верхней свит рассматриваемой формации, и, возможно, связано со все возрастающим обмелением рассматриваемого палеобассейна и постепенным приближением береговой линии моря к рифовым барьерам.

Такая поясная зональность литологических и фаунистических фаций, контролируемая изменением глубины, отмечается и при исследованиях современных рифовых сооружений.

Е. Мак-Ки (Mc Kee, 1960), изучая рифы Капингамаранги, как указывает М. М. Грачевский (1969), установил поясную зональность различных фаций. Глубина лагуны данной рифовой постройки достигает 80 м. В этом интервале глубин в большом количестве распространено пять видов фораминифер, являющихся пороодообразующими. Два вида обитают в мелководных условиях — на вершине краевого рифа, а три других — на глубине свыше 30 м. Диатомовые водоросли приурочены главным образом к наиболее глубоким и спокойным участкам центра лагуны. Мелкие фораминиферы встречаются повсеместно, но особенно многочисленны они на самых малых и самых больших глубинах. Количество остатков динофлагеллат (микроритопланктон) быстро увеличивается с ростом глубины дна (но отсутствуют на глубине менее 50 м).

Для северной части рифовой зоны флориды У. Мур (W. Moore, 1957) отмечает резкую смену комплексов фораминифер по мере удаления от берега в сторону рифового барьера. Наряду с заменой одних групп фораминифер другими увеличивается разнообразие фауны. В прибрежной зоне комплекс состоит из трех — четырех семейств, а в зоне барьерного рифа — более чем из двенадцати.

Как отмечает Ф. Кинг (F. King, 1948), изучивший Делавэрский бассейн, для предрифовых отложений данного бассейна характерны следующие фаунистические комплексы: в верхней части серии Гуадалупе эта фауна больше схожа с рифовой, чем с бассейновой, однако она отличается от рифовой более широким распространением мшанок и иным составом фауны брахиопод и моллюсков.

Доказательство существования батиметрического контроля в распределении фауны и флоры можно найти также у Ф. Хенсона (F. Henson, 1950), М. Ньюэлла (N. Newell, 1953), А. М. Садыкова (1959) и многих других исследователей.

Отложения пояса межрифовых отстойно-иловых фаций расположены между поясами барьерных и одиночных атолловых рифов. В современном геотектоническом плане региона этот пояс простирается в субширотном направлении с северо-запада на юго-восток. На северо-западе он начинается

в районе слияния двух валов (Мешеклинский и Султануиздагский), проходя между двумя выступами в юго-восточном направлении (Гугуртли и Янгиказган), постепенно охватывает территорию Каракульского прогиба. Далее, несколько сужаясь, пояс пересекает Бешкентский и Дехканабадский прогибы и синклинальную зону между Байсунским и Кугитангским антиклинориями и уходит на северо-восток на территорию Таджикистана. Данный фациальный пояс в палеогеоморфологическом отношении является как бы подводной межрифовой долиной (или в целом как бы опущенной зоной), отделяясь от континента выраженным в рельефе уступом, вернее грядой барьерных рифов, покоящихся на северном крыле Бухарской ступени. Со стороны моря данный фациальный пояс был запружен цепью одиночных и атолловых рифов, расположенных на отдельных выступах северного крыла Амударьинской ступени.

Территория, занимаемая фациальным поясом, представляла собой достаточно резко выраженную в рельефе морского дна депрессию, где менялся гидродинамический режим и характер осадка.

Именно такая характеристика, обусловленная рельефом, и создавала особенность отложений данного фациального пояса внутри единого бассейна.

На фациально-палеогеографических картах, построенных для трех свит карбонатной формации келловей-оксфорда (рис. 36, 37, 38) ясно видно, что пояс межрифовых отстойно-иловых фаций образует полосу между рифовыми грядами и существенно отличается от них по мощности, литологическому составу пород, а также по фауне.

Образования данного фациального пояса на территории Западного Узбекистана вскрыты двумя разведочными скважинами на площади Западный Майманак. В юго-западных отрогах Гиссара они обнажаются около сел. Сайроб, расположенного между поселками Дербент и Хатак.

Вскрытая мощность этих отложений по стволу скважины 2 Западный Майманак равна 180 м, истинная мощность не более 120 м. Микростратиграфические описания шлифов данной скважины показывают, что разрез образований (снизу вверх) представлен следующими разновидностями пород.

1) 2450—2452 м. Аргиллит зеленовато-серый, местами черный, известковистый, сильно пиритизированный, с мелкими зернами кварца.

2) 2374—2378 м. Спонголит. Порода в основном состоит из тончайших, нитевидных беспорядочно сложенных спикул губок, сцементированных тонкозернистым, темным илесто-карбонатным материалом. Имеются мелкие комочки глины и пирита.

3) 2350—2351 м. Известняк доломитизированный, тонкозернистый, местами пелитоморфный, участками илестый. Очень часто встречаются тонкие, дугообразноизогнутые спикулы губок и порфиридные выделения светлого кальцита. Имеется множество параллельносекущих тончайших трещин, заполненных мелкозернистым светлым кальцитом.

4) 2347—2350 м. Спонголит. Пелитоморфная органогенно-детритусовая карбонатная порода с большим количеством крупных спикул губок. Имеются единичные обломки члеников криноидей, мелких тонкостенных раковинок фораминифер, радиолярий и неопределимых форм водорослей. В большом количестве присутствует тонкорассеянный пирит и примесь глинистого материала.

5) 2240—2247 м. Известняк глинистый, тонкозернистый, битуминозный с включениями мелких остроугольных обломков ангидрита. Имеются единичные ромбоэдры доломита и сгустки пирита.

6) 2236—2240 м. Риф. Порода, состоящая из сгусткокомковатого, пелитоморфного, ноздреватого пористо-кавернозного водорослевого известняка. Каверны и поры в них заполнены среднезернистым яснокристалличес-

ким светлым кальцитом, иногда образующим вокруг сгустков крустификационный и контактовый цемент. Данная порода по своим структурно-текстурным особенностям напоминает современный органогенно-обломочный известняк Бермудских островов, описанных Фридменом (1964). Открытые межзерновые поры и каверны в описываемой породе сохранились только там, где сгустки пелитоморфного известняка далеко отстоят один от другого. Порода пропитана битумообразным черным органическим веществом с включениями единичных мелких тонкостенных раковинок фораминифер.

7) 2200—2210 м. Известняк глинистый, темно-серый, тонко- и мелкозернистый, пиритизированный, с мелкими включениями обломков ангидрита.

Описанный выше разрез скважины представляет интерес, так как он располагается в зоне развития пород межрифтового отстойно-илового фациального пояса на небольшом удалении от контакта синхронных отложений зоны предрифовых фаций. Нижняя граница карбонатов верхней юры в описанной скважине не вызывает сомнений, так как здесь известняки келловей-оксфорда залегают на зеленовато-серых аргиллитах терригенной юры.

Нижняя часть разреза сложена обломочными карбонатными породами, сцементированными яснокристаллическим светлым кальцитом. Выше по разрезу появляются политдетритовые губковые известняки, местами переходящие в спонголит (порода в основном состоит из спикул губок). В микрозернистых разностях известняков встречаются мелкие тонкостенные раковинки радиолярий, фораминифер, членики криноидей и обломки неопределенных форм водорослей.

Как видно из описания разреза, фауна рассматриваемого фациального пояса в данной секции представлена смешанным комплексом. Наряду с губками, фораминиферами встречаются криноидеи и водоросли. Такое сочетание характерно не только для толщи в целом, но и для отдельных ее слоев. Кроме того, при рассмотрении количественного распределения фауны бросается в глаза пышное развитие губок в нижних секциях выделенных нами свит и слабое развитие в них криноидей и мшанок. В верхних секциях свит часто встречаются колонии водорослей, иногда образующих даже маломощные биостромы, содержащие в большом количестве членики криноидей, раковины фораминифер, фузулинид, мшанок; спикулы губок отсутствуют.

Какие же особенности среды обитания келловей-оксфордского водоёма в определенных секциях рассматриваемого разреза обусловили отсутствие других групп фитобиоценозов?

Мало вероятно, что подобные явления связаны с изменением величины коэффициента солености, поскольку вода келловей-оксфордского водоёма в зоне развития рассматриваемого фациального пояса в периоды накопления осадков трех свит карбонатной формации верхней юры (см. гл. V) имела нормально морскую природу.

Это подтверждается еще и присутствием в данных отложениях радиолярий. Как указывает С. В. Максимова (1970), радиолярии — группа крайне стеногалинная, исключительно морская, приуроченная к водам океанической солености (32—38%). Современные формы настолько избегают даже незначительного опреснения, что в Средиземном море, например, после сильных дождей они опускаются с поверхности на глубину 100—200 м, в зону нормальной солености, и вновь поднимаются только через 1—2 дня (Стрелков, 1959). Первичные скопления раковинок древних радиолярий в отложениях самого различного возраста также обнаружены только в нормально морских осадках (Максимова, 1970). В то же время радиолярии, в противоположность диатомиям, не ограничивают свое распространение поверхностным слоем морской воды, а населяют всю ее толщу (в океанах) до глубины 8000 м и более (Стрелков, 1959; Петрушевская, 1966). Следова-

тельно, соленость воды в рассматриваемом фашиальном поясе, где обнаружены радиолярии, должна быть нормально морской.

Таким образом, изложенный материал убедительно показывает, что соленость никак не может обусловить отсутствие одних и пышное развитие других организмов в фаунистическом комплексе келловой-оксфорда, поскольку она в рассматриваемом поясе в период накопления осадков исследованной формации постоянно была нормально морской.

В данном случае возможны два варианта, объясняющие процветание одних организмов и угнетение других: либо это связано с различием в развитии биогеоценоза (с изменением батиметрического уровня водоема), либо с ритмическим изменением энергии воды в водоеме, обусловленным трансгрессивными и регрессивными фазами седиментогенеза.

Фораминиферы, кораллы, криноидеи и губки живут на всех глубинах, включая абиссальные, и часто значительная глубина бассейна, как указывает С. В. Максимова (1970), не может препятствовать заселению морского дна представителями этих групп. Она же отмечает, что вообще кораллы спускаются значительно глубже, чем мшанки, брахиоподы и морские звезды, а шестилучевые кораллы проникают глубже восьмилучевых и глубже криноидей, на глубину свыше 10 000 м.

Ниже приводим максимальные глубины распространения некоторых групп фауны (по Л. А. Зенкевич).

Группа	Глубина, м
Фораминиферы	10687
Губки	8660
Кораллы восьмилучевые	8660
Гидронды	8300
Кораллы шестилучевые	10710
Полихеты	10710
Мшанки	5850
Брахиоподы	5457
Остракоды	7657
Гастроподы	10687
Двустворки (пелециподы)	10687
Морские звезды	7614
Криноидеи (морские лилии)	9735
Морские ежи	7290

Представление о приуроченности кораллов к наиболее мелководной зоне морей и океанов, как утверждает С. М. Максимова (1970), ошибочно. Сущность его состоит в том, что мелководность большинства современных рифостроящих кораллов переносится на все кораллы, притом не только на колоннальные, но и на одиночные. В 1919 г. Т. В. Воган (Т. W. Vaghan, 1919, 1940) показал, что в районе Гавайских островов несколько родов колониальных кораллов обитает на глубине 549—750 м. Одиночные кораллы в этом интервале глубин обычно достаточно разнообразны, а отдельные их виды распространены до глубины более 2000 м.

Т. В. Воган выделил для гавайского района две богатые, но существенно различные коралловые фауны — мелководную рифовую (0—75 м), обитающую в сильно прогретых водах, и глубоководную (180—540 м), развивающуюся при температуре от 10 до 4,5°.

Большое пространство ложа северо-западной части Тихого океана (глубина 5000 м) занимает биоценоз, состоящий из глубоководных голотуррий, морских звезд и ежей, одиночных мадрепоровых кораллов, морской лилии, пелециподы и нескольких десятков видов фораминифер (Зенкевич, Филатова, 1958).

Увеличение глубины, как отмечает З. Г. Щедрина (1958), не сопровождается обеднением фораминифер ни по числу видов, ни по количеству экземпляров, наоборот, их обилие и разнообразие может возрастать на разных батиметрических уровнях, в том числе и на глубине более 4000 м.

Мшанки также образуют массовые поселения на различных глубинах. В юго-западной части Баренцова моря они изобилуют в биоценозе брахиопод на глубине 150—350 м (Зенкевич, 1963, Филатова, 1938), а в антарктических водах на глубине 600—700 м (Лисицын, 1960) встречаются мшанковые заросли и мшанковые осадки, образованные остатками отмерших колоний.

Из приведенных примеров ясно, что небольшое колебание батиметрического уровня водоема не может обусловить отсутствие одних и пышное развитие других фаунистических групп.

Проанализируем влияние на зоофитоценоз процессов, связанных эвстатическим колебанием уровня водоема и сопровождающихся активизацией гидродинамики вод, погребением осадка (трансгрессия) и ослабеванием подвижности придонных вод с одновременным осаждением преимущественно тонкоотмученного материала (регрессия).

Как было изложено, разрез келловей-оксфорда рассматриваемой территории вследствие закономерного повторения определенного набора пород подразделен на отдельные циклы. Каждый цикл соответствовал объему определенной свиты карбонатной формации верхней юры и подразделялся на трансгрессивные и регрессивные серии или фазы.

Тщательный анализ фаунистических групп осадков этих циклов показывает, что основная концентрация спикул губок связана с нижней секцией разреза каждого цикла. Губки живут в высокоэнергетических водах, следовательно, их присутствие указывает на трансгрессивный характер накопления осадков нижних секций данных циклов. Наличие в подошве этих секций пласта обломочного известняка с яснокристаллическим светлым кальцитовым цементом, по-видимому, показывает, что эти секции возникли в трансгрессивный этап осадконакопления.

В образованиях верхней секции рассматриваемых циклов в большом количестве обнаруживаются остатки мшанок, криноидей, зерна копролитов и трубочки двинелл. Данный биоценоз, судя по его образу обитания, возможно, связан с осадками, образованными в регрессивной фазе циклов. Указанное подтверждается еще и морфологическими особенностями как самих рифовых сооружений, так и их шлейфовых образований.

Отличительным признаком пород данного фациального пояса является отсутствие более значительных мощностей рифовых сооружений, максимальная насыщенность карбонатов тонкоотмученной илистой фракции (состоящая главным образом из гидрослюд), тонкослоистость, битуминозность, пиритизация, темный цвет, малая мощность и пелитоморфность пород разреза.

Структурно-текстурные особенности пород, а также малая мощность приближают разрез к осадкам депрессионных фаций, но в связи с тем, что исследованный регион в период накопления осадков карбонатной формации верхней юры по своим палеогеоморфологическим особенностям являлся шельфом окраинного мелкого моря, отождествлять его осадки с образованиями депрессионных фаций было бы ошибочным.

Псевдодепрессионный характер этих пород, по-видимому, следствие того, что данный фациальный пояс располагается между двумя гипсометрически значительно выше стоящими в палеотопорельефе келловей-оксфордского водоема рифообразующими фациальными поясами и образовал обособленный фациальный комплекс со своеобразной гидродинамикой вод, геохимическими условиями водной среды и осадков.

Фаии пояса атолловых и одиночных рифов занимают территорию Амударьинской зоны поднятий. По геотектоническому районированию А. Г. Бабаева (1966), данная зона является одной из сквозных структур, прослеживающихся по покрову в виде линейно ориентированных частных поднятий, отделенных друг от друга наложенными впадинами. С северо-запада на юго-восток в ее пределах прослеживаются Питнякское, Дарганатинское, Кабаклинское, Чарджоуское, Денгизкульское и Сундуклинское поднятия, соответствующие одноименным выступам по фундаменту, разделяющиеся соответственно Дашкалинским, Джигиткалинским, Наргизским, Таллинским наложенными прогибами. Кроме указанных поднятий и прогибов, рассматриваемый фаиальный пояс охватывает и выступы Бешкентского прогиба, юго-западных отрогов Гиссара, Сурхандарьинского прогиба, Обигармской антиклинальной зоны и западную половину Кулябского прогиба.

Ряд деталей, касающихся частных поднятий данного фаиального пояса и составляющие их локальные структуры довольно подробно рассмотрены С. А. Захаровым (1958) и А. Г. Бабаевым (1966). Следует отметить, что в большинстве унаследованных локальных поднятий данного фаиального пояса в связи с наличием в них рифовых сооружений мощность карбонатной формации (особенно его рифовая часть) значительно больше, чем в отделяющих их прогибах.

По сравнению с фаиальным поясом барьерных рифов здесь мощность рифовых построек намного больше — 300 м и более (Памук, Зеварды). Такая асимметрия в мощности пород карбонатной формации и, особенно, ее рифовой части, по-видимому, тесно связана с различным палеотектоническим развитием фаиальных поясов, которое несомненно контролировало рост рифовых построек.

Указанное подтверждает А. Г. Бабаев (1966), который говорит, что Амударьинская зона поднятий характеризовалась более интенсивным проявлением нисходящих тектонических движений в период формирования верхнеюрских образований, чем Бухарская.

Анализ мощностей рифовых построек в разрезе фаиального пояса атолловых и одиночных рифов показывает, что интенсивность нисходящих движений постепенно усиливалась здесь снизу вверх в стратиграфическом порядке. В то же время в фаиальном поясе барьерных рифов мы наблюдаем обратную картину. Например, если на площади Памук, находящейся на территории фаиального пояса атолловых и одиночных рифов, в регрессивной фазе нижнего цикла формации мощность рифов составляет 45 м (рис. 5, 11, 35), то на площади Южный Мубарек, расположенной в фаиальном поясе барьерных рифов, она достигает около 80 м. В регрессивной фазе второго цикла мощности рифовых построек в обоих указанных пунктах близки друг другу и равны 60 м. В регрессивной фазе третьего мощносты рифовых построек на площади Памук резко увеличивается и достигает 260 м, а на Южном Мубареке, наоборот, их мощносты резко сокращается и не превышает 45 м.

Рифовые сооружения этих двух фаиальных поясов довольно отчетливо различаются по их морфологическим особенностям. Как было указано, рифовые сооружения фаиального пояса барьерных рифов в основном имели линейно-вытянутую форму и, соединяясь между собой, образовывали систему барьерных рифов. Рифы фаиального пояса атолловых и одиночных рифов по морфологическим особенностям больше напоминают крупные кольцевые рифовые постройки типа атолл и одиночных биогерм. На северо-западе региона рифовые сооружения, постепенно уменьшаясь в мощносты, приобретают линзовидную форму и по своим морфологическим особенностям напоминают биостром.

Указанное несомненно связано с изменением палеотопорельефа дна келловей-оксфордского палеоводоема, косвенно влияющего на фаунистические группы как во времени, так и в пространстве.

Как известно (М. Х. Арифджанов, 1972), на юго-востоке рассматриваемой территории рифовые постройки образовались главным образом за счет биоморфных скелетных остатков кораллов, мшанок, водорослей и строматопороидей. В районе Денгизкульского поднятия и Култаского выступа ими становятся кораллы, багряные и сине-зеленые водоросли. В северо-западных разрезах (Кандым, Аккум, Парсанкуль, Даяхатын, Кульбешкак и др.) главенствующую роль в рифообразовании играли строматолиты из групп сине-зеленых водорослей.

От Хаузака на юго-восток во всех изученных районах среди рифообразующих организмов часто встречаются шестилучевые кораллы.

Как указывает Р. Г. Бабаев (1963, 1964), шестилучевые кораллы, встречающиеся в верхнеюрских отложениях северо-восточной части Малого Кавказа, имеют не только важное стратиграфическое, но и большое палеобиологическое значение, так как они чутко реагируют на изменения физико-химических условий бассейна. При неблагоприятных условиях они внезапно вымирают или приспособляясь к окружающей среде, пышно развиваются и образуют большое количество видов и разновидностей.

Данный автор подчеркивает, что шестилучевые кораллы следует рассматривать не только как определители стратиграфического возраста вмещающих их отложений, но и как индикаторы определенных комплексов палеоэкологических условий бассейна, в которых они обитали.

Большинство исследователей склонны считать (Порфирьев, 1954), что многие принимаемые в настоящее время положения по образу жизни ископаемых кораллов в основном базируются на аналогии с современными кораллами, обитающими в теплых водах Тихого и Индийского океанов.

Однако при детальном изучении ископаемых остатков шестилучевых кораллов в тех или иных отложениях, как указывает Р. Г. Бабаев (1968), надо иметь в виду, что определить условия обитания современных видов гексокораллов и их ископаемых следует с большой осторожностью, с учетом истории развития данной группы, иначе могут возникнуть и ложные представления о палеобиологических условиях в бассейнах прошлых геологических эпох.

Кораллы — это неподвижный бентос, который прирастает ко дну моря. После гибели они обычно далеко не уносятся.

Исследования экологических особенностей шестилучевых кораллов данного фациального пояса показывают, что большинство из них колониальные (*Stylina ambitus* Reiman, *Stylina sp.* и др.), захоронены на месте обитания и являются типичными представителями рифообразующих организмов (Арифджанов, 1970).

Такая характеристика шестилучевых кораллов данного фациального пояса представляет большой интерес для восстановления экологической обстановки существования этой группы биогеоценоза.

Все организмы, как указывает Р. Г. Бабаев (1968), интенсивно накапливающие известь, особенно шестилучевые кораллы, лучше развиваются в литоральной области тропического мелководья в почти прозрачной и незамутненной воде, при обильном освещении солнцем, в полосе приливов и отливов, где прибой в качестве пищи доставляет им микроскопические организмы и обильный кислород. Кроме того, циркуляция необходима также и для полного смыва осадков с поверхности коралловой колонии. На развитие кораллов отрицательно влияют донные морские течения. Рифостроящие организмы обитают в интервале от поверхности воды до глубины 90 м, при этом большая часть их располагается на глубине до 45 м.

Максимальная мощность коралловых рифов на рассматриваемой полосе фациального пояса наблюдается на структурах Памук, Зеварды и частично Уртабулак. Первые две структуры — это отдельные звенья крупного кольцевого рифа, расположенного на Култакском выступе. Данный атолл кроме указанных структур включает в себя Култакскую и Айзоватскую структуры. В последних двух структурах и на западном куполе Зевардинской основными рифообразующими фитоценозами являются багряные водоросли рода *Marinella Iogoslavica* Maslov. Они, по-видимому, обитали в более глубоководных частях водоема, поскольку всегда обнаруживаются среди тонко-сланьстых, сильно глинистых известняков.

Из приведенного видно, что атолл, расположенный на Култакском выступе, по своим морфологическим особенностям имел несколько асимметричную форму: более опущенная юго-восточная часть кольца, состоящая из Айзоватской, Култакской и частично Зевардинской структур, и более приподнятая северо-западная часть кольца атолла, охватывающая площадь структур Памук и Зеварды. Такое предположение делается на основании изучения экологических особенностей, развитых на этом атолле рифостроящих зоофитоценозов.

На рифовых сооружениях структур Памук и Зеварды основными являются шестилучевые кораллы. Для своего пышного развития они требуют толщины слоя воды над ними 45—90 м.

Наличие *Marinella Iogoslavica* на структурах Култак и Западный купол Зеварды, по-видимому, говорит о более погруженном положении этих структур в период накопления пород рассматриваемой формации по сравнению со структурами Памук и Зеварды.

Асимметричность строения данного атолла можно также объяснить тем, что его юго-восточная часть опускалась более интенсивно, чем северо-западная.

Купола Денгизкульского атолла, составляющие вершины его кольца (Уртабулак, Денгизкуль, Хаузак, Самантепе и Мехиджан), главным образом сложены рифовыми постройками, состоящими из багряных водорослей с незначительными линзами шестилучевых кораллов. Багряные водоросли в основном располагаются на участках, граничащих между двумя тектоническими зонами с различной интенсивностью колебательных движений, и развиваются на глубинах не более 100 м (Маслов, 1956).

На юго-западных отрогах Гиссара и дальше на запад на территории рассматриваемого фациального пояса обнаружены в основном одиночные рифовые сооружения, по своей морфологии напоминающие большие биогермы, состоящие из построек скелета кораллов, мшанок и водорослей, что указывает на мелководность водоема в этих районах.

В коралловых постройках рассматриваемой части данного фациального пояса наряду со скелетными частями шестилучевых кораллов часто встречаются фенестеллы криноидей и ветви мшанок. Такое сочетание фаунистических групп, как отмечает Р. Г. Бабаев (1968), указывает на нормальную соленость бассейна (с суммарной соленостью от 27 до 40 ‰), что подтверждается и нашими данными (Арифджанов, Абдуллаев, 1970).

Изучение распространения рифообразующих кораллов также может пролить свет на климатические условия геологических периодов (Давиташвили, 1949).

Скорость роста кораллов в различных регионах обычно возрастает в соответствии с увеличением среднегодовой температуры (Vaghop and Wels, 1943).

Как отмечает Р. Г. Бабаев (1968), рифостроящие кораллы выживают при минимальной температуре — 18,5°С, но оптимальным для их существования является интервал 25—29° (при среднем минимуме не ниже 22 и не выше 36°С).

Как показывают наши биостратиграфические исследования, пышное развитие рифостроящих кораллов в разрезе рассматриваемого фациального пояса приходится на интервал регрессивной фазы верхнего цикла формирования где их мощность достигает 300 м. На основании этого можно полагать, что благоприятные климатические условия для развития рифостроящих кораллов здесь создались лишь в конечном этапе карбонатного седиментогенеза.

От указанной выше линии на запад и северо-запад в разрезе карбонатной формации рассматриваемого фациального пояса мощность рифовых построек уменьшается, приобретая характер биостром. Количество родового и видового состава рифостроителей резко уменьшается, уступая место в основном строматолитам.

Если в разрезах Денгизкуля встречаются мелкие полипники строматопороидей и шестилучевых кораллов, то в Кандыме, Даяхатыне, Янгиказгане и далее на северо-запад до Мангашлака в разрезах карбонатов келловей-оксфорда другие виды рифообразующей органики, кроме строматолитов, не обнаружены. В указанном направлении мощность и количество слоев обломочных рифогенных пород резко уменьшается, а цемент их приобретает микритовый характер с серой, иногда темно-серой окраской. В этом же направлении увеличивается содержание доломита. Если в Денгизкуле имеются единичные включения доломита, то в районе Кульбешкак в разрезе карбонатов келловей-оксфорда появляются линзовидные пласты чистого доломита.

ГЛАВА V

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТОВ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДА УЗБЕКИСТАНА И ОЦЕНКА ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ НА НЕФТЬ И ГАЗ

В последние годы в нефтяной геологии важное место занимает геохимия осадочных образований, поскольку исследования именно в этой области геологии позволяют раскрыть истинную картину условий образования и скопления углеводородных флюидов, что даст возможность с максимальным эффектом вести поиски и оценивать перспективы нефтегазоносности различных территорий.

Геохимические исследования, как известно (Н. М. Страхов, Г. М. Теодорович, А. М. Акрамходжаев), направлены на выявление показателей, характеризующих наличие или отсутствие нефтегазоматеринских и нефтегазопроизводящих свит, а также дают возможность выяснить условия формирования и сохранения залежей углеводородных флюидов в обширных регионах.

Большой вклад в геохимические исследования внесли труды Н. М. Страхова (1937, 1954), Н. Б. Вассоевича (1955, 1958), Г. И. Теодоровича (1962), В. В. Вебера (1947, 1966), Л. Н. Гуляевой (1955), Д. В. Жабрева (1955, 1960, 1964), Ш. Ф. Мехтиева (1956), С. Г. Неручева (1962), А. М. Акрамходжаева (1971) и др., раскрывшие теоретически важный закон геохимии углеводородных флюидов и вмещающих их пород, с большим успехом используемый в практике геологоразведочных работ.

Интерес к изучению геохимии пород карбонатной формации рассматриваемого региона возрастает с открытием в рифовых фациях промышленных скоплений нефтеносных или газоносных пластов.

Многие авторы (А. В. Данов, П. А. Шехтман, А. Г. Бабаев и др.) породы, слагающие данную формацию, на основании комплексных исследований склонны отнести к ряду образований, способных не только аккумулировать, но и (что вполне вероятно) генерировать углеводородные флюиды.

Правомерность вышесказанного также подтверждают и результаты наших исследований (Арифджанов, 1962, 1963, 1964, 1970, 1971, 1972; табл. 7, 8, 9, 10).

О СООТНОШЕНИЯХ ДОЛОМИТА И КАЛЬЦИТА В ПОРОДАХ ФОРМАЦИИ

Доломиты в разрезе карбонатной формации развиты неравномерно и неповсеместно. Наиболее распространены они в Бухарской и несколько меньше — в Каракулской зонах Бухаро-Хивинской области. В юго-западных отрогах Гиссара доломиты в основном приурочены к разрезам Кугитанга, Хатака, Карлюка, Шаргуня и представлены крепкими разностями серой, светло-серой, реже темно-серой окраски. Зерна доломитов имеют

Таблица 7

Геохимические показатели карбонатной формации келловей-оксфорда
Южного и Западного Узбекистана

Площадь	Нижняя свита				Средняя свита				Верхняя свита			
	Сорг.	хлороф. битум	с/б битум	нераст. остаток	Сорг.	хлороф. битум	с/б битум	нераст. остаток	Сорг.	хлороф. битум	с/б битум	нераст. остаток
Янгиказган												
Аузбай, Даутепе	0,20	2,5	2,1	29,3	0,09	3,4	0,7	22,3	0,12	2,3	0,3	11,7
Кульбешкак	1,02	1,3	1,5	27,7	0,73	1,4	2,8	34,3	0,91	1,1	2,2	22,7
Учкыр	0,39	1,5	2,0	20,8	0,39	0,10	0,13	19,1	0,53	0,83	0,98	40,8
Кимирек	0,17	5,4	8,4	20,2	0,09	6,3	10,5	7,2	0,10	5,7	8,6	25,6
Аккум	0,70	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—
Аладагир	0,12	4,5	9,0	29,5	0,12	7,0	10,4	19,1	—	—	—	—
Алат	—	—	—	—	0,39	25,2	2,0	5,4	—	—	—	—
Денгизкуль	0,18	4,4	9,0	15,7	0,28	2,0	3,3	14,2	1,62	8,8	2,3	23,1
Уртабулак	0,33	9,5	7,3	14,8	0,45	29,2	5,7	11,6	1,01	25,1	3,2	31,1
Мамаджургата	0,09	—	—	10,5	—	—	—	12,0	—	—	—	30,4
Сарыташ	0,07	—	—	14,0	0,22	—	—	48,6	0,22	—	—	—
Караулбазар	0,09	—	—	10,5	—	—	—	12,0	—	—	—	30,4
Акджар	—	—	—	61,0	—	—	—	21,0	—	—	—	80,0
Сеталан-Тепе	—	—	—	45,0	—	—	—	50,0	—	—	—	72,0
Кемачи	—	—	—	—	4,49	8,2	3,3	42,8	—	—	—	—
Зекры	—	—	—	—	1,70	6,4	6,4	25,3	—	—	—	—
Карачукур	0,22	12,0	9,1	24,7	0,11	13,5	8,1	6,4	—	—	—	—
Карши	0,26	6,0	4,7	12,5	0,09	24,0	5,4	9,0	—	—	—	—
Юж. Мубарек	0,21	12,8	18,5	18,1	0,14	44,5	24,6	5,8	—	—	—	—
Сев. Мубарек	—	—	—	—	0,07	8,0	10,6	6,2	—	—	—	—
Майдаджой	0,14	14,6	14,6	91,0	0,15	7,0	7,0	37,3	0,43	18,8	19,3	63,1
Зап. Майманак	0,16	—	—	13,0	0,13	—	—	12,4	—	—	—	—
Айзават	0,52	—	—	—	0,22	—	—	—	—	—	—	—
Ходжихайрам	0,54	2,0	2,2	22,3	0,33	9,8	5,4	12,9	—	—	—	—
Қаракум	0,15	14,1	9,4	14,6	0,46	14,8	5,8	14,0	—	—	—	—
Қарабаир	0,17	8,1	16,2	56,5	0,06	20,0	31,0	5,0	0,05	18,1	21,8	5,4
Қызылрабат	—	—	—	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—
Қарактай	0,50	7,6	5,0	16,8	0,63	25,8	30,9	10,3	0,79	16,6	15,1	32,4
Ходжикудук	0,09	33,3	16,6	2,3	0,08	15,8	24,4	6,5	—	—	—	—
Ташлы	0,44	1,3	2,1	9,5	0,26	6,0	9,4	8,0	0,08	8,8	13,1	7,5
Азляртепе	0,37	16,1	3,0	7,0	0,20	1,4	2,4	5,0	0,09	0,36	0,73	9,7
Адамташ	0,21	10,2	7,0	19,1	0,09	11,6	7,4	4,8	0,07	10,8	7,0	16,5
Ходжиипак	—	—	—	—	—	—	—	—	3,1	6,0	5,7	18,7
Карачагата	—	—	—	—	—	—	—	—	3,3	0,4	0,5	10,6
Хатак	0,22	0,5	1,0	24,3	0,30	0,15	1,1	5,5	0,40	17,5	16,1	3,7
Қугитанг	—	—	—	4,5	—	—	—	4,0	3,5	1,2	2,7	2,2
Гаурдак	3,5	5,0	5,2	5,8	2,7	4,9	5,0	38,0	1,15	3,7	4,0	2,8
Карлюк	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	0,4	0,6	21,0
Дербент	0,17	2,5	8,3	5,4	0,12	2,0	20,1	1,7	0,20	4,2	0,7	9,0
Аулат	0,24	29,1	32,3	5,2	0,16	6,2	7,0	3,5	0,17	17,6	19,5	17,1
Шаргунь	0,38	8,4	10,7	22,2	0,22	0,4	0,5	62,9	0,25	5,5	7,1	45,8

Таблица 8

Геохимические показатели пород келловей-оксфорда

Площадь	S	S	Fe	Fe	Na ₂ O	K ₂ O	Sr/Ba
	сульфидн.	сульфат.	закисн.	окисное			
Нижняя свита							
Янгиказган	—	—	—	—	—	—	—
Аузбай	—	—	—	—	—	—	—
Даутепе	0,242	0,138	0,751	0,219	0,507	0,067	7,2
Кульбешкак	0,472	0,228	0,600	0,041	0,392	0,015	12,0
Учкыр	0,788	0,188	0,395	0,039	0,651	0,037	—
Кимирек	0,150	0,449	0,670	0,187	1,077	0,025	—
Аккум	0,11	0,03	0,52	0,05	—	—	4,7
Аладагир	1,672	0,167	1,544	0,101	—	—	3,0
Алат	—	—	—	—	—	—	—
Денгизкуль	0,300	0,092	1,615	0,112	0,169	0,039	—
Уртабулак	0,286	0,091	0,389	0,042	0,386	0,012	—
Сарыташ	0,192	0,082	0,098	—	—	—	—
Джаркак	0,267	0,123	0,689	—	—	—	—
Кемачи	—	—	—	—	—	—	—
Зекры	—	—	—	—	—	—	—
Карачукур	0,752	0,140	0,635	0,037	0,389	0,027	—
Карим	0,460	0,091	0,806	0,134	0,654	0,028	—
Юж. Мубарек	0,971	0,134	0,299	0,038	0,629	0,008	15,1
Сев. Мубарек	—	—	—	—	—	—	—
Майдаджой	0,580	0,120	0,990	0,485	—	—	7,5
Ходжихайрам	0,890	0,060	1,792	0,175	0,410	0,072	—
Каракум	0,878	0,099	0,597	0,067	0,648	0,012	—
Карабаир	1,183	0,088	0,257	0,069	0,371	0,019	8,5
Карактай	0,363	0,119	0,374	0,030	0,225	0,007	0,43
Ходжикудук	0,100	0,030	0,490	0,030	2,00	0,004	—
Ташлы	0,447	0,062	0,321	0,025	—	—	—
Азляртепе	0,327	0,061	0,643	0,026	0,125	0,013	—
Адамташ	0,362	0,279	0,855	0,034	0,260	0,026	—
Гаурдак	—	—	—	—	—	—	—
Средняя свита							
Янгиказган	—	—	—	—	—	—	—
Аузбай	—	—	—	—	—	—	—
Даутепе	0,163	0,275	0,447	0,168	0,571	0,054	8,2
Кульбешкак	0,441	0,117	0,600	0,045	0,176	0,034	10,0
Учкыр	0,300	0,099	0,261	0,261	0,563	0,004	—
Кимирек	0,365	0,370	0,316	0,056	0,466	0,019	—
Аккум	—	—	—	—	—	—	0,40
Аладагир	0,277	0,123	0,215	0,025	—	—	5,6
Алат	0,287	0,301	0,341	0,042	0,366	0,008	—
Денгизкуль	0,294	0,235	0,399	0,126	0,268	0,019	—
Уртабулак	0,316	0,185	0,200	0,035	0,458	0,011	—
Сарыташ	0,798	0,117	0,118	0,0017	—	—	—
Джаркак	0,042	0,389	0,245	—	—	—	—
Кемачи	0,835	0,213	0,238	0,037	0,104	0,029	—
Зекры	1,187	0,237	0,185	0,055	0,378	0,015	—
Карачукур	0,073	0,112	0,172	0,025	1,832	0,006	—
Карим	0,263	0,101	0,317	0,053	0,450	0,014	—
Юж. Мубарек	0,134	0,070	0,068	0,029	0,946	0,004	8,2
Сев. Мубарек	0,445	0,086	0,086	0,011	1,494	0,011	—
Майдаджой	0,020	0,080	0,150	0,870	—	—	35,3
Ходжихайрам	0,214	0,038	0,356	0,082	5,300	0,005	—
Каракум	0,366	0,132	0,150	0,038	3,700	0,011	—
Карабаир	0,061	0,123	0,098	0,015	8,212	0,003	3,6
Карактай	0,143	0,284	0,410	0,015	0,300	0,006	0,52
Ходжикудук	0,920	0,390	0,720	0,040	0,300	0,007	—
Ташлы	0,478	0,044	0,265	0,100	—	—	—
Азляртепе	0,401	0,068	0,617	0,008	0,443	0,008	—
Адамташ	0,215	0,197	0,246	0,027	4,00	0,005	—
Гаурдак	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 8

Площадь	S	S	Fe	Fe	Na ₂ O	K ₂ O	Sr/Ba
	сульфидн.	сульфат.	вакцион.	окисное			
Верхняя свита							
Янгиказган							
Аузбай							
Даутепе	0,022	0,037	0,152	0,051	0,558	0,029	—
Кульбешкак	0,487	0,326	0,302	0,026	1,041	0,032	—
Учкыр	1,171	0,995	0,459	0,1400	0,168	0,029	20,0
Кимирек	0,150	0,075	0,172	0,031	1,214	0,040	—
Аккум	—	—	—	—	—	—	—
Аладагир	0,270	0,031	0,130	0,060	—	—	—
Алат	—	—	—	—	—	—	—
Денгизкуль	0,708	0,421	1,129	0,339	0,226	0,027	—
Уртабулак	1,554	0,610	0,242	0,037	0,431	0,014	—
Сарыташ	0,2	—	0,13	0,0098	—	—	—
Джаркак	—	—	—	—	—	—	—
Кемачи	—	—	—	—	—	—	—
Зекры	—	—	—	—	—	—	—
Карачукур	—	—	—	—	—	—	—
Карим	—	—	—	—	—	—	—
Юж. Мубарек	—	—	—	—	—	—	—
Сев. Мубарек	—	—	—	—	—	—	—
Майдаджой	—	—	—	—	—	—	0,5
Ходжихайрам	—	—	—	—	—	—	—
Каракум	—	—	—	—	—	—	—
Карабаир	0,344	0,180	0,192	0,034	0,474	0,011	2
Карактай	0,256	4,232	0,339	0,014	0,115	0,013	18
Ходжикудук	—	—	—	—	—	—	—
Ташлы	0,092	2,154	0,050	0,199	—	—	—
Азляртепе	0,443	0,108	0,226	0,039	0,662	0,009	—
Адамташ	0,128	3,290	0,325	0,008	0,199	0,009	—
Гаурдак	32%	62%					

Таблица 9

Химико-битуминологическая характеристика пород келловей-оксфорда

Площадь	Номер скв.	Номер обр.	Нерастворим. остаток	Содержание, % на породу			В составе ОВ, %	
				хлороформн. битум «А»	гуминовые кислоты	ОВ в целом	хлороформный битум «А»	гуминовые кислоты
Янгиказган	2	300	5,5	0,026	0,0	0,16	16,2	0,0
	2	303	19,8	0,021	0,0	0,19	11,0	0,0
	2	309	9,2	0,031	0,0	0,19	15,8	0,0
	3	335	73,4	0,024	0,0	0,88	2,7	0,0
Учкыр	7	981	6,0	0,017	0,002	0,09	18,8	2,0
	8	1009	10,0	0,014	0,0066	0,03	46,6	22,0
Кимирек	1	861	3,4	0,023	0,0	0,04	57,5	0,0
		866	0,4	0,023	0,0	0,04	57,5	0,0
		869	3,6	0,028	0,0	0,18	15,5	0,0
Аладагир	1	919	10,0	0,013	0,002	0,08	16,2	2,5
		920	6,0	0,014	0,003	0,27	5,2	1,0
		923	3,0	0,015	0,007	0,06	25,0	11,6
		465	12,0	0,015	0,001	0,13	11,5	0,8
Алат	1	358	20,0	0,024	0,001	0,16	15,0	0,6
		360	20,0	0,024	0,002	0,09	26,6	2,4
		361	20,0	0,029	0,004	0,07	41,4	6,9
		362	10,0	0,021	0,002	0,18	11,6	1,2

Продолжение табл. 9

Площадь	Номер скв.	Номер обр.	Нерастворим. остаток	Содержание, % на породу			В составе ОБ, %		
				хлороформн. битум «А»	гуминовые кислоты	ОБ в целом	хлороформный битум «А»	гуминовые кислоты	
Уртабулак	2	1063	10,0	0,057	0,0	0,30	19,0	0,0	
		1066	20,0	0,245	0,0	1,46	16,7	0,0	
		1068	6,2	0,051	0,0	0,31	16,4	0,0	
		1069	2,0	0,017	0,0	0,06	28,3	0,0	
Сарыташ	3	1737	10,6	0,098	0,0	0,46	21,3	0,0	
		7	67	14,0	0,040	0,004	0,14	28,5	2,8
		8	48	10,0	0,24	0,002	0,36	66,6	0,5
		9	59	10,0	—	0,008	0,05	—	16,0
		9	66	6,0	0,20	0,004	0,006	33,3	6,0
Караулбазар	8	70	12,0	—	0,006	0,10	—	6,0	
		45	7,0	0,038*	0,0017	0,32	11,8	0,5	
		49	13,3	0,018*	0,001	0,20	19,0	0,5	
		52	18,1	0,008*	0,0	0,03	26,6	0,0	
		57	11,0	0,018*	0,0	0,05	36,0	0,0	
		10	452	9,7	0,026	0,002	0,08	32,5	2,5
Джаржак	9	453	9,6	0,012	0,002	0,06	20,0	2,3	
		454	9,8	0,040	0,002	0,13	30,7	1,5	
		49	9,0	0,012	0,003	0,10	12,0	3,0	
		55	8,0	—	0,004	0,09	—	4,4	
		64	19,2	—	0,007	0,14	—	5,0	
		87	12,1	—	0,016	0,07	—	2,2	
		88	3,3	0,018	0,004	0,04	45,0	10,0	
		95	15,6	—	0,012	0,11	—	10,9	
		13	36	6,1	0,072	0,001	0,15	48,0	0,7
		39	8,0	—	0,0012	0,04	—	30,0	
		68	13,0	0,065	0,003	0,20	32,5	1,5	
		68а	10,0	—	—	0,11	—	—	
		81	14,2	0,024	0,018	0,21	11,4	8,5	
10	95	4,2	0,016	0,088	0,72	2,2	12,2		
102	1,8	0,017	0,0	0,05	34,0	0,0			
103	4,0	0,019	0,006	0,15	12,6	4,0			
Акджар	7	8а	68—91	0,10	0,005	0,20	10,7	5,0	
Шурчи			46,0	0,012	0,005	0,04	30,0	12,5	
Кемачи	2	1835	19,3	0,074	0,0	0,32	23,1	0,0	
Зекры		1845	22,6	0,060	0,0	4,48	12,5	0,0	
		1848	22,4	0,037	0,0	0,40	9,2	0,0	
		1855	12,5	0,260	0,0	1,8	26,0	0,0	
Сев. Мубарек	6	1863	5,2	0,046	0,0	0,34	13,5	0,0	
		1867	8,7	0,077	0,0	0,58	13,2	0,0	
		1879	15,5	0,023	0,0	0,15	15,3	0,0	
		325	5,3	0,015	0,002	0,04	37,5	5,0	
Юж. Мубарек	4	329	10,0	0,047	0,0	0,19	24,7	0,0	
		336	17,0	0,015	0,003	0,15	10,0	2,0	
		12	36,6	0,025*	0,0	0,07	35,7	0,0	
		7	221	13,6	0,024	0,0	0,08	30,0	0,0
Карактай	7	224	1,1	0,061	0,0	0,14	43,5	0,0	
		232	8,9	0,036	0,0	0,14	25,7	0,0	
		559	5,0	0,049	0,0	0,17	28,8	0,0	
		562	0,2	0,035	0,0	0,04	87,5	0,0	
		564	8,1	0,034	0,0	0,14	24,3	0,0	
		567	3,7	0,067	0,001	0,12	55,8	0,9	
Азляртепе	1	568	5,1	0,030	0,001	0,10	30,0	1,0	
		570	36,2	0,03	0,005	0,43	7,7	1,2	
		233	3,6	0,024	—	0,07	34,3	—	
		236	35,0	0,026	0,002	0,27	9,6	0,7	
		239	6,7	0,025	0,001	0,05	50,0	2,0	
Ходжихайрам	1	185	6,2	0,810	0,006	0,90	90,0	0,7	
		240	7,3	0,20	0,0	0,60	33,3	0,0	
		188	4,0	0,046	0,0	1,28	3,6	0,0	
		244	8,3	0,040	0,0	0,14	28,5	0,0	

Продолжение табл. 9

Площадь	Номер кв.	Номер обр.	Нерастворим. остаток	Содержание, % на породу			В составе ОВ, %	
				хлороформн. битум «А»	гуминовые кислоты	ОВ в целом	хлороформный битум «А»	гуминовые кислоты
Карабаир	10	90	3,3	0,024	0,004	0,16	15,0	2,5
		95	20,8	0,070	0,001	0,35	20,0	0,3
Ходжикудук	1	1440	22,2	0,032	0,0	0,45	7,1	0,0
		1468	0,12	0,048	—	0,06	80,0	—
Айзават	1	648	5,0	0,087	0,0	0,17	51,1	0,0
		649	11,2	0,074	0,0	0,17	43,5	0,0
		650	33,0	0,051	0,0	1,17	4,3	0,0
Адамташ	15	2269	2,4	0,139	—	0,28		
		2337	2,8	0,04		0,14		
	2340	3,6	0,024		0,14			
	2343	6,1	0,049		0,31			
	2363	10,9	0,051		0,27			
	2367	14,0	0,04		0,21			

Таблица Ю

Элементарный состав хлороформных экстрактов из пород келловей-оксфорда

Площадь	Номер кв.	Интервал	ОВ в породе, %	ХБА в породе, %	элементарный состав битума, %			С/Н
					С	Н	O+N+S	
Янгиказган	2	300	0,16	0,026	78,03	10,59	11,38	7,4
		303	0,19	0,021	79,60	10,72	9,68	7,4
		309	0,19	0,030	79,94	9,61	10,45	7,6
Учкыр	7—8	1722—1799	0,05	0,017	86,43	13,31	0,26	6,5
		1722—1728	0,212	0,136	86,68	13,12	0,2	6,6
Кимирек	1	861	0,04	0,023	79,65	10,25	10,11	7,7
		866	0,04	0,023	79,72	9,99	10,29	7,9
		869	0,18	0,028	77,36	10,23	12,41	7,5
Уртабулак	3	1737	0,46	0,098	79,50	10,70	9,80	7,4
		1063	0,30	0,057	83,20	12,30	4,5	6,7
Сарыташ	7	1281—1289	0,14	0,040	86,34	11,59	2,07	7,5
Караулбазар	10	1300—1304	0,13	0,040	79,96	11,22	8,82	7,0
Кемачи	2	2345—2348	4,60	1,050	80,60	9,60	9,80	8,4
Зекры	6	2395—2397	0,53	0,077	84,72	11,69	3,59	7,2
		2311—2315	1,0	0,260	84,79	9,14	6,07	9,2
		2339—2344	4,80	0,505	80,34	9,90	9,76	8,1
		2382—2385	0,34	0,046	78,50	11,90	9,60	6,6
Юж. Мубарек	12	1794—2020	0,08	0,044	75,22	9,13	15,65	8,3
		2555—2558	0,36	0,063	80,33	9,48	10,19	8,5
Зап. Майманак	2	2531—2533	0,20	0,021	79,54	10,0	10,46	7,9
		3120—3124	0,17	0,074	77,89	10,88	11,23	7,1
Айзават	1	3120—3124	0,17	0,074	77,89	10,88	11,23	7,1
Ходжихайрам	2	1338—1334	0,06	0,048	78,68	12,20	9,12	6,4
Кызылрават	1	1406—1413	0,07	0,024	78,29	11,03	10,68	7,1
		1468—1473	0,27	0,026	80,43	9,60	9,97	8,4
Ходжикудук	1	1265—1270	0,45	0,032	80,59	9,47	9,94	8,5
		1338—1343	0,06	0,048	78,68	12,20	9,12	6,4
Ходжиипак	37	330—331	0,47	0,040	80,20	10,10	9,70	8,0
		331—334	5,58	0,16	80,0	9,43	10,57	8,5
Кукабулак	Обн.			0,035	81,37	12,30	6,33	6,5
Тюбегатанг	То же	233а	0,67	0,044	80,98	9,43	9,59	8,6
		36	0,19	0,022	80,80	10,70	8,50	7,5
		36а	0,08	0,018	79,80	11,25	9,95	7,1
Дербент	»							

Площадь	Но- мер скв.	Интервал	ОВ в по- роде, %	ХБА в по- роде, %	Элементарный состав битума, %			С/Н
					С	Н	O+N+S	
Кугитанг	То же	278	0,05	0,014	82,60	13,37	4,03	6,2
		637а	0,11	0,013	79,26	11,82	8,92	6,7
		240а	—	0,009	79,65	9,85	10,50	8,1
Гаурдаж	182 181 Обн.	9	—	0,072	79,65	9,75	10,60	8,1
		12	—	0,054	72,50	9,49	11,01	8,3
		Объед.	—	0,033	80,44	13,65	5,91	5,90
Верх. Мачай	16	1	0,12	0,018	79,85	9,93	10,22	8,0
		16	0,45	0,050	80,97	11,77	7,26	6,8
		30	0,37	0,024	81,42	9,84	8,74	7,5
		48	0,25	0,027	78,30	10,98	10,72	6,9
		68	0,21	0,010	79,58	9,94	10,48	8,0

правильную ромбоэдрическую форму кристаллов размером от 0,001 до 0,01 мм и реже более, а также чистые и прозрачные. Они встречаются как в рассеянной форме, так и в виде отдельных небольших стяжений типа линз и прослоек в известняках.

В карбонатах изученной территории проявления доломитов могут быть подразделены на пять типов.

— **Рассеянные включения кристаллов доломита в известняках.** Доломиты не образуют самостоятельных линз и слоев и морфологически полностью подчинены вмещающим их известнякам. В этой форме содержание доломита в известняках низкое, не влияет на наименование породы и представляет лишь минералогический интерес. Данный тип доломита встречается почти во всех изученных разрезах, но породы северных и северо-восточных районов ими сильнее насыщены, чем другие части исследованной территории.

Линзы доломитов. Содержание доломита в материале, образующем линзы, таково, что позволяет учесть его при определении наименования пород в целом. Установлено, что количество доломита возрастает от периферийных частей линзы к его центру. Граница кальцита и доломита в разрезах линз четкая, а в местах выклинивания (по периферии) — расплывчатая, постепенно сливающаяся с обломками известняков.

Трещинные доломиты в основном приурочены к минеральным трещинам и представлены хорошо ограненными ромбоэдральными зернами доломитов разной величины. Большая часть данного типа доломитов, по всей вероятности, образовалась в результате внедрения гидротермальных растворов после формирования карбонатов (Арифджанов, Демидова, 1962). Они приурочены к разрезам, расположенным в северо-восточной части региона (Карлюк, Кугитанг, Хатак, Дербент).

Доломиты в виде цемента встречаются очень редко, представлены в основном разномерными доломитами. Приурочены к нижним частям разрезов и встречаются как интрадоломиты, копродоломиты и оодоломиты на северо-западе региона.

Пластовые доломиты (известковые и «чистые») сложены обычно крупными, хорошо ограненными ромбоэдрами доломита размером 0,01 мм и более. Основное развитие эти доломиты получили на северо-западе региона. По направлению на север, северо-восток по береговой линии келловей-оксфордского палеобассейна мощность и количество пластов

доломита постепенно уменьшается. Это закономерное уменьшение резко нарушается в разрезах Хатак и Кугитанг. Здесь развиты мощные пласты крупнокристаллических доломитов, характеризующихся включениями пирита в виде хорошо ограненных кристаллов, равномерно рассеянных по всей доломитовой массе породы. Пирит в указанных разрезах имеет эпигенетическое происхождение (Арифджанов, 1962, 1972), образование доломита в данном случае также следует объяснить вторичным перерождением первичного кальцитового материала.

В вопросе о факторах доломитообразования среди исследователей до настоящего времени нет единого мнения. В качестве определяющей причины доломитообразования поочередно выдвигается то содержание сульфатов и хлоридов магния в морской воде (Кротов, 1925), то наличие органического вещества, обогащающего карбонатные илы (Татарский, 1937), то сближение растворимости CaCO_3 и MgCO_3 , происходящее в морской воде и т. д. Р. В. Фэйрбридж, Д. В. Чилингар, Г. В. Бисселл (1970), Г. И. Теодорович (1946) и В. Н. Холодов (1957) установили пространственную унаследованность диагенетического доломитообразования от предшествующей стадии седиментации. В извести багряных водорослей, по данным В. П. Маслова (1963), содержится некоторое количество магнезии, причем у глубоководных форм ее больше, чем у мелководных. Как указывает данный автор, известковые багряные водоросли по максимальному количеству содержащейся в них магнезии не сравнимы ни с одним другим организмом, количество углекислого магния колеблется в них от 4 до 36%. В ископаемом виде MgCO_3 может рассматриваться как источник доломитизации.

Как указывает Г. И. Теодорович (1953), происхождение осадочных доломитовых пород и доломита как минерала объясняется по-разному. По его мнению, существуют три основные точки зрения о генезисе осадочного доломита, каждая из которых отдает предпочтение одному способу его происхождения, признавая за другими способами лишь второстепенное значение. 1) Доломитизация сформированных известняков при эпигенезе (Головкинский, 1969; Ноинский, 1913, Богданова, 1940 и др.); 2) локализация известковых илов, т. е. при диагенезе осадка (Швецов, 1934; Кайе, 1916, Кротов, 1925, Смирнов, 1930, Теодорович, 1931 и др.); 3) химическое осаждение из растворов и накопление готового доломита в виде осадка на дне материнского бассейна (Курнаков и Жемчужный, 1917, Кротов, 1928, Пустовалов, 1937 и др.).

Кроме того, существуют представления о происхождении доломита частью первичным или диагенетическим путем, частью эпигенетическим (М. Э. Ноинский). Некоторые авторы, например В. Б. Татарский (1939), высказывались за связь доломитизации с битуминозностью. Наконец многие исследователи связывают образование доломита с его выщелачиванием, объясняя таким образом возникновение кавернозно-пористых и мучнистых доломитовых пород. В. Н. Холодов и др. (1958) установили пространственную унаследованность диагенетического доломитообразования от предшествующей стадии седиментации.

Основным пороодообразующим компонентом карбонатной формации является кальцит. По данным В. И. Троицкого (1963), в валовых процентах от общего объема пород кальций в породах данной формации варьирует от 36,3 до 95,6. Доломит встречается как сопутствующий минерал. Его содержание колеблется от 0,22 до 60,1%. Часто он вообще отсутствует. Это свидетельствует о том, что на отдельных участках келловей-оксфордского палеоводоёма накопление осадков, а также дальнейшее превращение их в породу протекало в довольно узких физико-химических условиях.

Как показывают вышеприведенные данные, в большинстве случаев в бассейне доломит самостоятельно выпадал в осадок. Однако неравномер-

ное местами распределение доломитов и доломитсодержащих пород в разрезах формации, присутствие его в трещинах и порах и резкое увеличение MgO в составе отдельных пластов известняков и даже появление пластов доломита мощностью до 15,0 м (Хатак, Кугитанг) в разрезах, расположенных в центральной части водоема, невыдержанность этих пластов по простиранию и вертикали свидетельствует о том, что наряду с сингенетичным накоплением доломита, имело место и эпигенетическое образование его некоторых прослоев в разрезе карбонатов келловей-оксфорда изученной территории.

Доломитами (Leighton Pendexter, 1962) называют карбонатные породы, содержащие более 50 вес. % минерала доломита. Роджерс (1954) такие породы называет долостоуном. Как указывают Г. Д. Бисселл и Д. В. Чилингар (1970), большинство геологов к доломитам относят любые карбонатные породы, содержащие менее 50% кальцита. Л. Кайе (1935) сгруппировал породы, промежуточные по составу между чистым известняком и чистым доломитом. Г. И. Теодорович выделил несколько разновидностей доломитов, различающихся по составу. Наряду с кальцитом и доломитом, некоторые разновидности доломитовых пород содержат магнезий. Исходя из этого, Н. В. Фролова (1939) предложила классификационную схему пород ряда доломит — магнезит — известняк. На основании отношения весовых количеств Ca и Mg Дж. В. Чилингар (G. V. Chilinger, 1957) выделил следующие разновидности доломитов: магнезиальные ($Ca/Mg = 1,0—1,5$); доломиты ($Ca/Mg = 1,5—1,7$); слабоизвестковистые доломиты ($Ca/Mg = 1,7—2,0$); известковистые ($Ca/Mg = 2,0—3,5$). Для известковистых доломитов максимальное отношение Ca/Mg было принято им за 3,44, так как это отношение наименьшее из известных для органогенных образований. Для чистого доломита это отношение равно 1,648, некоторые доломиты содержат избыточное количество магнезия (магнезиальные доломиты). Согласно М. В. Лейтену и С. Пендекстеру (Leighton, Pendexter, 1962), различные типы доломитов лучше всего выделить с помощью соответствующих названий, отражающих, с одной стороны, главную особенность состава породы, а с другой — структуру. Эти авторы выделяют две главные группы доломитов: известковистые, содержащие 50—90% доломита, и доломиты, содержащие не менее 90% минерала доломита.

В классификационных схемах карбонатных пород, включающих и известняки, и доломиты, как указывают Г. Д. Бисселл и Д. В. Чилингар (1970), принимается, что доломиты образовались за счет известняков. Такие схемы, как подчеркивают указанные авторы, весьма удобны для доломитов, образовавшихся в результате диагенетического изменения разнообразных известняков: кроме того, схему можно строить в табличной форме с указанием степени изменения пород. Р. А. Брамкамп и Р. В. Пауэрс (1958), Г. И. Теодорович (1958), Р. Л. Фолк (1959, 1962), И. Моллазол (1961), Р. В. Пауэрс (1962), Дж. В. Чилингар и Г. Д. Бисселл (1963), М. Рич (1963, 1964) и др. с успехом использовали этот способ классификации. Например, Р. А. Брамкамп и Р. В. Пауэрс (1958) одними из первых приняли в классификации соответствующие рубрики для почти неизмененных известняков, умеренно измененных, сильно измененных и для пород, не сохранивших первоначальную структуру. М. Рич (Rich, 1963, 1964) дополнил классификацию Р. А. Брамкампа и Р. В. Пауэрса (1958), введя численную характеристику (%) степени изменения пород и добавив такие определения, как «порфиробластовый» и «гранобластовый». И. Моллазол (1961) отмечал относительную степень диагенетического изменения известняков добавлением объективных данных, количественно характеризующих размеры и морфологию кристаллов. Г. И. Теодорович (1958) предложил схему, в которой выделяются доломиты с положительными и отрицательными реликтами.

Для точного определения типов доломитов мы использовали классификацию А. М. Габрильяна (1944), которая более удобна по сравнению с вышеприведенными схемами классификации доломитов.

В ней наименование породы определяется по содержанию свободного карбоната кальция в породе и по величине молекулярного отношения CaCO_3 к MgCO_3 . Для определения указанного отношения по данным химического анализа содержание пересчитывается на MgCO_3 , который входит в состав доломита; затем находится содержание CaCO_3 как свободного, так и находящегося в молекуле доломита, после чего и определяется величина молекулярного отношения. Для определения наименования карбонатных пород А. М. Габрильян предлагает исходить из следующих соотношений.

Порода	Содержание в породе, %	Молекулярное соотношение
Известняк	90—100	17,5
Доломитистый известняк	70—90	5,35—17,5
Доломитовый известняк	50—70	2,85—5,35
Известковый доломит	30—50	1,8—2,85
Известковистый доломит	10—30	1,21—1,80
Доломит	0—10	1,0—1,21

Для контроля правильности определения доломита изучались некоторые плоскопараллельные шлифы с помощью метода окрашивания по И. Роджерсу (1940), Г. И. Теодоровичу и В. С. Меламедской (1962).

Среди пород карбонатной формации рассматриваемого региона можно выделить все предлагаемые А. М. Габрильяном типы карбонатных пород. В зависимости от молекулярного отношения CaCO_3 и MgCO_3 в разрезе формации выделяются следующие разновидности карбонатных пород.

Д о л о м и т ы основное развитие получили в разрезах, расположенных на северо-западе региона. В юго-западных отрогах Гиссара данный тип обнаружен в семи образцах: из Карлюка (обр. 7, 24, 31), из Хатака (обр. 1145), из Кугитанга (обр. 789, 785, 769). Как показывают отношения CaCO_3 и MgCO_3 (от 1,01 до 1,11), а также термограммы и изучение шлифов, основной составной частью данных образцов является доломит. Их кривые нагревания (обр. 24) свидетельствуют о наличии в них, наряду с характерными для доломита эндотермическими эффектами при $740\text{--}755^\circ$ и $840\text{--}950^\circ$, также эндотермических эффектов, связанных с выделением адсорбционной воды ($100\text{--}150^\circ$), и экзотермического эффекта (обр. 789), вызванного кристаллизацией аморфного вещества ($940\text{--}950^\circ$). Кривые нагревания (обр. 178, 1—143), показывающие эндотермические эффекты при 585 и 625° (выделение H_2O из глинистых минералов) и экзотермические эффекты при 940 и 950° (кристаллизация аморфного вещества), соответствуют данным типам пород. В составе этих пород, наряду с доминирующим в них доломитом (от 37,1 до 43,8%), присутствует кальцит в количестве от 2,50 до 42,20%. Содержание нерастворимого остатка в них колеблется от 0,43 до 13,54%. Величина $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ варьирует от 0,43 до 0,75 и лишь в отдельных случаях достигает 1,07% (Карлюк, обр. 31).

Повышенное содержание свободного CaCO_3 в пересчетах, по-видимому, объясняется тем, что некоторая часть CaO входит в состав CaSO_4 , который нами установлен при микроскопическом описании шлифов и рентгеноструктурным анализом.

В известковистом доломите содержание молекул доломита 37,1%, а молекулярное отношение CaCO_3 и MgCO_3 — 1,43. Такая порода встречается в Кугитангском разрезе (обр. 766).

Известковый доломит содержит 40,3% молекул доломита, молекулярное отношение 2,16. Данный тип доломита в основном приурочи-

вается к разрезам формации, расположенным в северо-восточной и восточной части рассматриваемой территории (Шаргунь, обр. 1033).

Доломитовый известняк по сравнению с предыдущим типом более распространен и часто обнаруживается в разрезах Карши-Мубарекского, Денгизкульского поднятий, Шаргуни (обр. 1036, 1026), Аулате (обр. 112,89), Кугитанге (обр. 761, 778), Хатаке (обр. 1136, 1158). Содержание CaCO_3 в известковом доломите колеблется от 40,6 до 76,6%, молекулярное отношение CaCO_3 к MgCO_3 составляет от 2,7 до 5,1.

Доломитистые известняки встречаются почти во всех рассматриваемых разрезах за исключением Карлюка. В них отношение CaCO_3 и MgCO_3 равны 2,70 и 5,10, что по схеме А. М. Габрильяна (1957) позволяет относить такие породы к доломитовым и доломитистым известнякам. Так как общий объем терригенных включений невелик (0,5—3%), нельзя объяснять повышенное содержание MgO лишь магнезиальными силикатами и алюмосиликатами. В тех же случаях, когда количество включений возрастает до 13% и более, как показывают данные рентгеноструктурного анализа и изучение шлифов, нерастворимая часть состоит главным образом из зерен кварца. В связи с этим повышенное содержание Mg для данных типов пород приходится объяснять присутствием в них доломита, что подтверждается и результатами изучения шлифов. Под микроскопом такие породы выглядят как мелкозернистые и пелитоморфные известняки с малой пористостью и характерными индивидами ромбоэдров в общей кальцитовой массе.

Таким образом, здесь наряду с доломитовыми и доломитистыми известняками, обогащенными обломочным материалом, встречаются, хотя и реже, известковистые доломиты, тоже обогащенные терригенными включениями.

Известняки преобладают над всеми остальными типами карбонатных пород. Большое число химических анализов характеризует почти «чистые» разности известняков без каких-либо заметных примесей в них доломита. Молекулярное отношение CaCO_3 и MgCO_3 здесь больше 17,5, что по принятой нами классификации позволяет относить эти породы к чистым известнякам, не содержащим доломит.

В кривых нагревания описываемого типа пород весьма четко выделяется эндотермический эффект, соответствующий диссоциации кальцита (850—925°).

При анализе фактического материала по размещению доломитов и доломитсодержащих пород наблюдается приуроченность их к северо-западным, северным и северо-восточным бортам и только в единичных случаях — к более отдаленным от берега глубоким участкам келловей-оксфордского водоема. При этом районы, расположенные на северо-западе региона (Кимирек, Учкыр, Даутепе, Аузбай и др.), а также удаленные от берега участки водоема (Хатак, Кугитанг) характеризуются аномально высокими содержаниями доломита.

Если в первом случае некоторые особенности морфологии и топографии береговой части келловей-оксфордского палеобассейна оказали определенное влияние на геохимические условия вод и их температурный режим, что способствовало образованию рассолов, дающих возможность самостоятельному выпадению доломита эвапаритового типа (Adams, Rhodes, 1960), и соответствовало первому типу доломитовых фаций Н. М. Страхова (1956), то во втором генезис большей части доломита, по-видимому, связан с гидротермальной обработкой пород формации и поэтому по времени образования они несомненно более поздние, чем теми карбонатные образования.

Спорадическое появление доломитовых и доломитсодержащих слоев на северо-западе Денгизкульского поднятия, а также в центральной части

Бешкентского прогиба, по-видимому, обусловлено наличием крупных рифовых сооружений, сложенных главным образом багряными водорослями, способными, как уже упоминалось, концентрировать в своем составе большое количество магнезии.

Приуроченность данных отложений к рифовым комплексам и нахождение их внутри нормально соленых пород дает возможность отнести их к третьему типу доломитовых фаций Н. М. Страхова (1956).

В северных и северо-восточных прибортовых участках водоема низкое содержание доломита в отложениях, возможно, связано с частым и интенсивным разбавлением вод бассейна в результате впадения в водоем крупных палеорек с северо-востока, что, по-видимому, препятствовало образованию насыщенного раствора, из которого могли бы выпасть в большом количестве частицы доломита.

Данная разновидность доломитовых отложений по своей характеристике соответствует четвертому типу доломитовых фаций Н. М. Страхова (1956).

При рассмотрении картины распределения палеозойских доломитов Р. В. Фэйрбридж (Fairbridge, 1957) указывал на то, что в неэвапоритовых фациях в направлении открытого моря доломитизированные осадки обычно сменяются недоломитизированными известняками с признаками отложения в более холодных и глубоких водах. Переслаивание этих фаций, как утверждает данный автор, указывает на эвстатическое ритмическое колебание.

В построенном нами геолого-литологическом профиле Учкыр — Кульбешкак — Даяхатын, пересекающем разрез карбонатной формации верхней юры, хорошо заметно резкое выклинивание доломитовых слоев в сторону открытого моря (рис. 20). В то же время наблюдающееся циклическое переслаивание доломитовых слоев с различными петрографическими типами известняков в разрезе исследованной формации (если исходить из предложения Р. В. Фэйрбриджа) можно связывать с трехкратным эвстатическим колебанием уровня келловей-оксфордского водоема в период накопления осадков исследованной карбонатной формации.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ

Минералы глин рассматриваются как весьма достоверные индикаторы условий образования не только глинистых слоев, но и вмещающих их пород (Седлецкий, 1945; Авдусин, 1953; Косовская, 1953; Сеидов, 1962; Стадников, 1956; Грим, 1956; Викулова, 1958; Викулова и др., 1973; Зхус, 1958; Акрамходжаев, 1960; Закиров, 1966, 1970; Зиндель, Симоненко, 1963 и др.).

Мы выполнили комплексное литологическое и физико-химическое исследование минералов глин. Для этого использовали образцы глин и нерастворимые остатки карбонатов исследованной формации. Определены следующие глинистые и неглинистые минералы: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, аллофан, а также аутигенные минералы кварца, гипса, пирита, кальцита, полугидрата, данбурита и аллотигенные — слюда с небольшой примесью хлоритов и глауконита (Арифджанов, Камалов, 1963).

Почти все типы глинистой примеси, за исключением каолинита и гидрослюда с каолинитом, обогащены органическим веществом.

Обычно глины содержат примесь зернистых частиц алевролитовой размерности, состоящую из обломочного и аутигенного кварца, полевых шпатов, гематита, лимонита, магнетита, ставролита, барита и роговой обманки.

Следует отметить, что глинистые минералы часто образуют сложные ассоциации друг с другом. Наиболее распространены гидрослюда и каолинит, остальные имеют подчиненное значение, хотя наблюдается определенная закономерность в распределении их по разрезу и площади. Это обстоятельство в комплексе с другими (Арифджанов, 1964) использовано для восстановления геохимической среды осадконакопления в период формирования карбонатной формации.

Распределение различных глинистых минералов в разрезе рассматривается для каждой свиты в отдельности.

Нижняя свита характеризуется повышенным содержанием гидрослюда и подчиненным распространением ассоциации гидрослюда с монтмориллонитом и монтмориллонита с каолинитом. В Хатакском разрезе юго-западных отрогов Гиссара установлено, что кроме вышеуказанных минералов имеются смешаннослойные образования каолинита с незначительной примесью аутигенных форм кварца, галита, полугидрата и кальцита.

Максимальное насыщение нерастворимой части карбонатов глинистыми минералами характерно для пород, расположенных в кровле свиты. Местами в данной части разреза карбонаты постепенно замещаются терригенными образованиями и образуют маломощные слои глин.

В районах впадения палеорек Кашкадарья, Зарафшан и Джамандарья, особенно в их дельтовых образованиях, увеличивается содержание каолинита, окислов железа и свободных гидроокислов глинозема.

В образованиях центральной части рассматриваемого палеоводоема, особенно в Амударьинской зоне поднятий, большая часть глинистых минералов состоит из монтмориллонита и гидрослюда (Гаурдак, Култук, Денгизкуль и др.).

В рифовых сооружениях данной свиты глинистые минералы максимально распространены и в основном сложены монтмориллонитом и смешаннослойными глинистыми минералами монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Доломитовые образования на северо-западе региона содержат большое количество пластов свободного глинозема, гидроокислов железа. Очень редко встречаются мелкие бурые бобовины боксита (Учкыр, Кимерек).

Смешаннослойные глинистые минералы монтмориллонит-гидрослюдистого состава с беспорядочно чередующимися структурами пакетами монтмориллонита и гидрослюда определены рефлексом (002) Г/(001)М, зарегистрированы на дифрактограммах воздушносухих образцов внутри интервала 11,0—14,0Å, положение которого, как указывает М. З. Закиров (1973), зависит от количественного соотношения пакетов разных типов. После насыщения глицерином указанный рефлекс смещается в сторону меньших углов отражения. При этом появляется также рефлекс (002)Г/(002)М с межплоскостным расстоянием 9,30—9,50Å.

Монтмориллонит в образованиях келловей-оксфорда исследованной территории диагностирован по базальным рефлексам, зарегистрированным при $d(001) = 12,6—14,7\text{Å}$ на дифрактограммах воздушносухих образцов. После насыщения глицерином этот рефлекс смещается до $17,7—17,8\text{Å}$, а после нагрева — до $580^\circ\text{C} — 9,60—9,80\text{Å}$. В результате термических исследований этих образцов, установлено три последовательно ослабевающих эндотермических эффекта: $100—140^\circ$, $545—580^\circ$ и $840—895^\circ\text{C}$.

На электронномикроскопических снимках монтмориллонита в большинстве случаев видны чешуйки, реже пластинки неправильной изометричной формы.

Средняя свита содержит главным образом гидрослюда с примесью каолинита, в единичных случаях — хлориты и глаукониты.

В образованиях рифовых сооружений гидрослюда в основном преобладает над каолинитом.

По данным дифрактометрического анализа установлены базальные рефлексы гидрослюда с межплоскостными расстояниями 9,80—9,90; 4,90—4,95; 3,28—3,30 Å и др., не изменяющие своего положения после насыщения глицерином и нагревания до 600°. Во всех изученных образцах гидрослюда представлена двухслойной моноклинной высокотемпературной структурной модификацией 2M, для которой характерна регистрация на дифрактограммах базальных рефлексов четных порядков с межплоскостными расстояниями $d(002) = 9,80-10,0$; $d(004) = 4,9-4,95$; $d(006) = 3,30-3,34$; $d(008) = 2,45-2,50$; $d(010) = 1,969-1,983 \text{ \AA}$. После различных видов обработки эти рефлексы не изменили своего положения. Термические кривые нагревания этих образцов характеризуются эндотермическим эффектом. Первая отвечает потере адсорбционной воды и отличается меньшей, чем у монтмориллонита интенсивностью. Вторая указывает на потерю воды. Третья реакция обусловлена разрушением структуры минерала. На электронномикроскопических снимках гидрослюда представлена изометричными пластинками, или близкими к этой форме частицами. Линии ограничения зерен различные — четкие, с зазубренными и размытыми краями, что, по-видимому, связано с началом перехода гидрослюда в монтмориллонит (Зхус, 1966).

Хлорит в изученных образцах установлен в основном дифрактометрическим и рентгенометрическим анализами по базальным рефлексам с межплоскостными расстояниями $d(001) = 13,80-14,10$; $d(002) = 6,90-7,05$; $d(003) = 4,66-4,70$; $d(004) = 3,45-3,51 \text{ \AA}$ и не изменил своего положения после различных видов обработки (насыщение глицерином, нагревание при 580°). Регистрация базальных рефлексов (четных и нечетных порядков), как отмечает М. З. Закиров (1973), указывает на магнезиальную триоктаэдрическую структурную разность хлорита.

В кровле разреза данной свиты глины местами образуют маломощные тонкослоистые пласты или прослойки. В районе развития фаций пояса межрифовых отстойно-иловых образований (Западный Майманак, Сайроб и др.) и пояса атолловых и одиночных рифов глины имеют зеленовато-серую, черную и реже коричневую окраску и сложены главным образом гидрослюдой и хлоритом.

В образованиях фации краевого отстойного пояса, особенно в зонах развития подводнодельтовых терригенно-карбонатных фаций, глинистые образования имеют коричневую окраску и напоминают латеритовую почву. Основными минералами в них являются каолинит и свободный глинозем.

Верхняя свита отличается развитием монтмориллонита с примесью гидрослюда, а на участке Гаурдак обнаружены единичные минералы аллофана с монтмориллонитом.

Данные микроскопического анализа показывают, что в образцах пород содержатся обломочные и аутигенные минералы (кварц, галит, полугидрат и гипс).

Особо следует отметить отсутствие на рентгенограммах образцов данной свиты характерного базального рефлекса монтмориллонита, хотя наличие данного минерала в исследованных образцах мы установили другими методами (Арифджанов, Камалов, 1963). Такое явление А. Г. Сеидов (1962) объясняет тесным структурным сочетанием монтмориллонита и гидрослюда, вследствие чего монтмориллонит затушевывается более сильно проявляющимся неразбухающим гидрослюдистым компонентом. Кроме того, как указывает данный автор, определенное влияние в испытуемой породе имеет и повышенное содержание органического вещества.

На электронномикроскопических снимках видно, что в минералогическом составе пород из разреза карбонатной формации имеются минералы группы монтмориллонита и гидрослюды. Они наблюдаются в виде компактных, хлопьевидных, размытых по очертанию частиц, промежуточных между гидрослюдой и монтмориллонитом. Наряду с этим прослеживаются более крупные частицы — собственно гидрослюды и единичные обломки псевдогексагональных частиц каолинита.

Результаты рентгеноструктурного анализа карбонатных пород скв. 37 Ходжишака и скв. 4 Денгизкульской площади указывают на присутствие здесь в значительных количествах минерала данбурита. Местоположение этих двух скважин в далеко отстоящих друг от друга районах по фациально-палеогеографическим особенностям разреза данных секций карбонатной формации связываются с внутренней лагуной крупных кольцевых атоллов. Такая зональность, по-видимому, свидетельствует о существовании в лагунах кольцевых атоллов благоприятных условий для осаждения минералов данбурита.

В результате рентгенометрического анализа, а также петрографического изучения пород в плоскопараллельных шлифах и в иммерсионных препаратах установлено, что в породах карбонатной формации присутствуют обломочный и аутигенный кварц, галит, кальцит, слюда, полугидрат, гипс, глауконит, пирит, данбурит, хлоритониды и мелкие редкие бобовины боксита.

Кварц содержится в виде минеральных зерен двух разновидностей: аутигенный и аллотигенный. Аутигенный кварц в исследованных образцах обычно имеет вид мелких, хорошо ограненных идиоморфных зерен, а аллотигенный состоит из крупных, часто окатанных кристаллов кварца. Последний представлен двумя типами: жильным, с характерным волнистым погасанием и кварцем из гранитных пород.

Указанные разновидности и типы кварца распределяются по площади и разрезу в известной закономерности (Арифджанов, 1963). Например, в образованиях регрессивных фаз циклов, в зонах подводнодельтовых терригенно-карбонатных фаций превалирует обломочный, в образованиях трансгрессивных фаз — хемогенный и биогенный кварц. Следует отметить, что с северо-запада на юго-восток содержание обломочного кварца уменьшается, постепенно уступая свое место аутигенному.

Галит, полугидрат, свободный глинозем и гипс в основном приурочены к зонам подводнодельтовых терригенно-карбонатных субфаций. Хлоритониды и глауконит встречаются в подошве и кровле средней свиты. Минералы слюды и пирита распределены равномерно и по площади и по разрезу, но отмечается некоторое увеличение их в поясе межрифтовых отстойно-иловых образований и в фации краевого отстойного (лагунного) пояса.

В результате исследования глин и нерастворимого остатка карбонатных пород определены следующие группы минералов: гидрослюда, монтмориллонит, аллофан и каолинит.

Изучение минералов глин в разрезе пород рассматриваемой формации позволяет выделить основные минеральные зоны по содержанию в них глинистых и неглинистых минералов: а) нижняя свита — гидрослюдисто-монтмориллонитовая; б) средняя свита — гидрослюдисто-каолинитовая; в) верхняя свита — монтмориллонитовая.

Следует отметить, что в образованиях краевого отстойного (лагунного) фациального пояса в разрезе указанных свит наряду с отмеченными минералами глин карбонаты обогащаются аллитами, состоящими в основном из минералов гидрокислов алюминия, часто со значительной примесью окислов железа.

Наряду с выявленной вертикальной зональностью в распределении минералов глин не менее четко обнаруживается зональность в их размеще-

нии и по выделенным в пространстве фашиальным поясам келловей-оксфордского палеоводоема.

В породах рифовых сооружений преобладает монтмориллонит. Концентрация гидрослюда в рифах, по-видимому, связана с образованием в нефтепроизводящих породах гидрослюдистых глинистых минералов за счет монтмориллонита.

Из высказываний ряда исследователей (Грим, 1957; Зхус, 1958, Сеидов, 1962) следует, что монтмориллонит менее устойчив, чем гидрослюда, и в процессе диагенеза часто переходит в гидрослюду с образованием промежуточных смешаннослойных минералов.

Как указывает А. Г. Сеидов (1962), присутствие минералов группы монтмориллонита в осадочной толще следует считать одним из диагенетических признаков нефтематеринских пород, так как эта группа является важным фактором процесса нефтеобразования!

Поскольку в нерастворимом остатке пород фашиальных поясов (барьерные рифы, межрифовые отстойно-иловые образования и атоловые, одиночные рифы) имеются примеси минералов группы монтмориллонита и присутствуют в значительном количестве сульфидная сера, закисная форма железа, а также маслянистые битумы (табл. 7, 8, 9), образования этих поясов можно отнести к нефтематеринским.

Появление примеси каолинита, свободного глинозема, глауконита и повышенного содержания сульфатной серы и окисного железа в отложениях краевого отстойного (лагунного) пояса свидетельствует о том, что в период формирования пород данного пояса геохимическая обстановка несколько изменилась. Она характеризовалась наличием нейтральных (глауконит), местами слабоокислительных и в основном окислительных условий.

В фашиальных поясах II, III и IV нерастворимая часть карбонатов в основном обогащена монтмориллонитом, гидрослюдой, с большим количеством битумоидов (табл. 11). Это указывает на резко восстановительную геохимическую среду в период их накопления.

Таблица 11

Распределение минералов глин и минеральных новообразований в фашиальных поясах келловей-оксфордского палеоводоема и их геохимические особенности

Фашиальный пояс	Характерные минералы глин		Среда осадконакопления
I. Фашии краевого отстойного (лагунного) пояса	Гидрослюда с каолинитом, гидрослюда, каолинит, свободный глинозем (бокситовые бобовины), кварц, глауконит, гипс, галит, полугидрат, хлоритоиды, гидроокислы железа	Гидрослюда	Нейтральная, слабоокислительная, окислительная
II. Фашии пояса барьерных рифов	Гидрослюда, гидрослюда с монтмориллонитом, аллофан, биогенный кварц, пирит, слюда		Восстановительная, слабовосстановительная
III. Фашии пояса межрифовых отстойно-иловых образований	Монтмориллонит, гидрослюда, кварц биогенный, слюда, пирит		Восстановительная, резко восстановительная
IV. Фашии пояса атоловых и одиночных рифов	Монтмориллонит, гидрослюда, кварц биогенный, аллофан, пирит, данбурит		Восстановительная

В зоне развития I фашиального пояса (Шаргунь, Шурасан, Аузбай, Даутепе и др.) с увеличением нерастворимой части карбонатов резко снижается процентное содержание битумоидов. Глинистые минералы в нерас-

творимом остатке пород данного фашиального пояса в основном представлены каолинитом.

Возможно, такой состав глинистого минерала данных образований и снизило количество битумоидов, поскольку каолинит образуется в исключительно окислительной водной среде и отрицательно влияет на битумообразование.

В настоящее время можно считать доказанным наличие определенной связи образования тех или иных глинистых минералов с физико-химическими условиями среды осадконакопления и изменениями параметров этой среды (Двали, 1963; Викулова и др., 1973; Закиров, 1970).

Л. А. Польштер и др. (1960) указывают на следующие закономерности в образовании и размещении глинистых минералов в осадочных породах.

1. Каолиновые глины образуются в коре выветривания и в других континентальных фациях, в морских осадках встречаются в небольшом количестве.

2. Гидрослюдистые глины формируются в широком диапазоне физико-химических условий, но лучшей для них оказывается обстановка, в которой при обилии калия облегчается новообразование гидрослюдов за счет других глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит).

3. Монтмориллониты характерны преимущественно для морской среды с щелочной обстановкой.

4. Бейделлиты образуются при морском режиме седиментации. Представление о преобразовании органического вещества в нефть при каталитическом воздействии глинистых минералов развито Н. Д. Зеленским, А. В. Форстом (1944), А. Ф. Добрянским (1948), В. А. Успенским, А. С. Чернышовой (1951), А. И. Богомоловым и К. И. Поповым (1955) и др.

Как указывает А. И. Богомолов (1956), глинистые минералы монтмориллонитового состава очень активны в преобразовании органического вещества в нефть.

На основании изложенного, породы II, III и IV фашиальных поясов можно отнести к благоприятным для нефтегазообразования толщам. Присутствие в нерастворимой части пород первого фашиального пояса большого количества каолинита в совокупности с другими факторами свидетельствует о том, что они не могут быть нефтегазоматеринскими.

Увеличение в составе нерастворимой части пород данного фашиального пояса количества каолинита, глинозема, гидроокислов железа, по-видимому, связано с химическим выветриванием как в области сноса (Хамрабаев, 1952; Рахимова, 1959; Коннов, 1972), так и на территории, временно выведенной из-под зеркала вод и переживающей период кратковременного субаэрального перерыва.

На основании вышеизложенного можно заключить, что в отложениях карбонатной формации рассматриваемого региона намечается три уровня максимального накопления глиноземистых пород, приуроченных к концу регрессивной фазы каждого выделенного цикла. Основной ареной их образования, по-видимому, была территория распространения фации краевого отстойного (лагунного) пояса келловей-оксфордского палеобассейна.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ

Геохимическая характеристика малых химических и породообразующих элементов в выделенных фашиальных поясах

Закономерности изменения концентрации малых химических и породообразующих элементов в осадочных породах связаны главным образом формой миграции, составом материнских пород, физико-географической

обстановкой седиментационных бассейнов, климатом и гидродинамическими условиями водной среды.

Исследования Н. М. Страхова (1959), Э. О. Остроумова (1952, 1957), А. П. Виноградова (1956), А. Б. Ронова (1952, 1953), В. И. Ратынского (1952), С. М. Катченкова (1964) и многих других показали, что в ряде современных бассейнов осадконакопления и древних водоемах пространственное распределение малых химических элементов происходит различными путями, но в конечном итоге многие из них накапливаются в связи с литолого-фациальными особенностями осадкообразования. Последнее было подтверждено и результатами изучения малых химических элементов в мезозойских отложениях Западного Узбекистана (Амирханов, 1961, 1962, 1963, Арифджанов, 1964) и мезо-кайнозойских отложений Устюрта и Южного Приаралья (А. Абдуазизов, 1964, 1968, К. Эшманов, 1967).

Большие и интересные исследования по эволюции химического состава осадочных пород Русской платформы выполнены под руководством академика А. П. Виноградова. По распределению обычных химических элементов в глинах А. П. Виноградов и А. Б. Ронов (1956) установили, что основным процессом эволюции химического состава было уменьшение содержания в них калия, алюминия, титана и ряда металлов группы железа от древних к молодым осадкам.

При изучении состава карбонатных пород Русской платформы А. П. Виноградовым (1952) совместно с А. Б. Роновым и В. И. Ратынским (1952) определено, что содержание кальция возрастает вверх по стратиграфической шкале, а магния уменьшается с некоторыми колебаниями. В изменении содержания кальция и магния они отметили периодические колебания, обусловленные тектоническими этапами (каледонский, герцинский, альпийский), трансгрессиями и регрессиями морей на Русской платформе. Эти закономерные изменения содержания химических элементов в различных породах (глины, алевролиты, песчаники, карбонаты) Русской платформы они объясняют как признаки необратимого изменения химического состава пород во времени.

Практики использования характеристики количественных содержаний микроэлементов верхней юры для выделения и опознания рифовых карбонатов в пределах изучаемой территории не было. Однако исследователи в этой области пытались найти геохимические показатели для установления рифовых и нерифовых пород. Положительное решение этого вопроса помогло бы быстрому анализу кернового материала и обеспечило бы надлежащей информацией для определения столь важных с точки зрения нефтяной геологии рифовых, предрифовых, зарифовых, лагунных и других разновидностей карбонатов. В этом направлении зарубежными исследователями проведена определенная работа Р. Честер (Chester, 1968), Рж. Тилл (Tull, 1971), Биллингиз и Рэгланд (1968), Камерон (1968), Штернберг и др. (Sternberg, 1959), Флюгель и Флюгель — Кахлер (Flügel, Flügel—E. Kahler, 1962), Одам (H. T. Odum, 1957). Они добились положительных результатов при качественной характеристике рифовых карбонатных образований.

Р. Честер (R. Chester, 1965), изучая распределение рассеянных элементов в рифовых и нерифовых карбонатах девона в районе Стуршон Лейк, Канада, пришел к выводу, что натрий, кобальт, хром, ванадий, барий и стронций приурочены к нерифовым фациям.

Камерон (1968) анализировал образцы шлама и керна среднедевонских карбонатов месторождений Слейв Пойнт Западной Канады. По его данным, анализ недоломитизированных известняков показал, что между рифовыми и зарифовыми фациями существует химическая разница. Зарифовая фация значительно насыщена кремнием, алюминием, железом, мар-

ганцем и магнием. Далее он указал на низкое содержание магния в рифовых карбонатах.

Рж. Тилл (1971) отмечает, что рифовые фации, формировавшиеся в условиях высокой энергии, не содержат глинистых фракций. Лагунные фации, формировавшиеся в спокойной воде, богаты глиной и рассеянными элементами. Присутствие никеля, кобальта, хрома, ванадия, бария, свинца, германия, меди, железа, марганца, цинка, калия в карбонатных породах, по Рж. Тиллю, дает энергетический индекс породы. Эти элементы встречаются или в глинистом минерале или в органическом веществе, которое обычно в изобилии встречается в тех фациях, которые формировались в спокойных условиях. В связи с тем, что рифовые карбонатные породы образовались в условиях высокой энергии среды, они имеют более низкую концентрацию этих элементов, чем нерифовые фации.

Характер распределения содержаний стронция в рифовых комплексах изучали Флюгель, Флюгель — Кахлер (1962) и Штернберг и др. (1959). Эти исследователи показали, что содержание стронцианита (SrCO_3) постепенно увеличивается от заднего склона рифа к бассейновым известнякам и приводят соответствующие цифры для осадков заднего, переднего склонов рифа и бассейнов. Результаты их исследований свидетельствуют о том, что карбонаты, подвергшиеся перекристаллизации, содержат меньше стронция вследствие его выноса. Такое объяснение подтверждается существованием высоких содержаний стронция в перекристаллизованных рифовых породах. Х. Т. Одам (Odum, 1959) предположил, что помимо состава скелета организмов на концентрацию стронция, по-видимому, влияют и другие факторы, контролирующие, например, высокое отношение стронция к кальцию в рифовых породах и низкое — в пелагических фораминиферах, пелелиподах и брахиоподах.

Р. Честер (1968), Рж. Тилл (1971) считают, что относительные содержания малых химических элементов в образцах изменяются в зависимости от типа пород, а природа этих изменений определяет пригодность малых элементов как фациальных индикаторов.

В карбонатах келловей-оксфорда рассматриваемого региона спектральным методом в 2548 образцах и химическим в 260 образцах определено более 20 химических элементов. Из них порообразующими являются: кремний, алюминий, кальций, магний, натрий и сопутствующее им железо. Акцессорные или малые: ванадий, стронций, барий, хром, титан, калий, никель, кобальт, свинец, цинк, медь, цирконий, бериллий, галлий, скандий, кадмий, литий, германий, марганец, молибден и другие. Из числа перечисленных элементов для натрия, алюминия, кремния, магния, железа, марганца, титана, меди, ванадия, никеля, хрома, стронция и бария подсчитаны их среднеарифметические значения в основных петрографических типах карбонатов.

Фации краевого отстойного (лагунного) пояса сложены ритмично слоистыми карбонатными и терригенными образованиями. Как отмечалось выше, карбонаты в зоне мелкозаливных карбонатных преимущественно доломитовых фаций описываемого пояса (Аузбай, Даутепе) представлены сильно илистыми доломитизированными разностями известняков с частыми линзами и прослойками обломочных, копролитовых, реже оолитовых, доломитизированных карбонатов с пелитоморфным илистым цементом. Рассматриваемый фациальный пояс характеризуется постепенным продвижением в сторону открытого моря, в связи с этим от цикла к циклу в стратиграфической последовательности наблюдается некоторое расширение полосы лагуны. Для пород этого фациального пояса характерно значительное изменение концентрации всех изученных малых элементов. Но для некоторых элементов такие изменения согласуются с их

Таблица 12

Распределение некоторых химических элементов в фазах краевого отстойного (лагунного) пояса

Возраст	Свита	Цикл	Фаза цикла	Содержание химических элементов, %											
				Na	Al	Si	Fe	Sr	Ti	Mn	Cu	Cr	Ni	V	Ba
Пл. Аузбай, скв. № 1															
Келловей- оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная Трансгрессивная	1,1 1,4	2,6 2,8	3,0 3,0	1,6 2,1	0,05 0,004	0,02 0,18		0,003 0,005	— 0,0007	0,003 0,007	0,001 0,0015	0,0017 0,01
	Средняя	II	Регрессивная Трансгрессивная	0,27 0,9	1,2 2,7	2,0 3,0	1,1 2,4	0,01 0,025	0,013 0,18		0,003 0,0015	0,0002 0,0025	0,009 0,005	Сл. 0,001	0,0007 0,09
	Нижняя	I	Регрессивная	1,1	2,2	2,7	1,6	0,026	0,072		0,003	0,0006	0,0025	0,002	0,015
Пл. Майдаджой, скв. № 2															
Келловей- оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная Трансгрессивная	0,5 1,5	3,0 3,0	3,0 3,0	3,0 3,0	0,1 0,3	0,3 0,3		0,003 0,003	0,01 0,01	0,01 0,03	0,01 —	0,01 0,1
	Средняя	II	Регрессивная Трансгрессивная	0,4 1,0	3,0 3,0	3,0 3,0	3,0 1,0	0,14 0,1	0,3 0,2		0,01 0,001	0,01 0,003	0,003 0,005	0,01 —	0,01 Сл.
	Нижняя	I	Регрессивная Трансгрессивная	1,5 0,005	3,0 3,0	3,0 3,0	3,0 3,0	0,1 0,1	0,3 0,3		0,005 0,02	0,004 —	0,025 —	0,002 —	0,1 0,01
Пл. Даутепе, скв. № 1															
Келловей- оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная Трансгрессивная	Нет обр. 0,3	0,3	3,0	0,1	—	0,1	0,003	0,001	—	—	—	0,003
	Средняя	II	Регрессивная Трансгрессивная	Нет обр. 0,7	2,5	3,0	1,8	0,5	0,14	0,10	0,009	—	0,002	0,0015	0,05
	Нижняя	I	Регрессивная Трансгрессивная	0,6 1,0	1,8 1,8	3,0 3,0	0,7 0,8	0,16 0,38	0,11 0,013	0,19 0,26	0,001 0,002	— —	0,0005 0,0003	0,006 0,0013	Сл. 0,03

пространственным размещением и подчиняются определенным закономерностям. По всей территории рассматриваемого фациального пояса наблюдается повсеместное увеличение концентрации кремния, железа (от 2,0 до 3,0% и более) и элементов группы железа, ванадия, никеля, хрома (табл. 12). Максимальные содержания ванадия, никеля (0,01—0,03%) и титана (0,2—0,3%) приурочены к образованиям зоны волноприбойных карбонатных фаций. В других частях данного фациального пояса, особенно в зоне мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций, эти элементы обнаружены в пределах кларковых содержаний (0,002—0,005%; Аузбай, Даутепе). Марганец в количестве 0,03—0,26% обнаружен только в волноприбойных карбонатных фациях, вскрытых в пределах площади

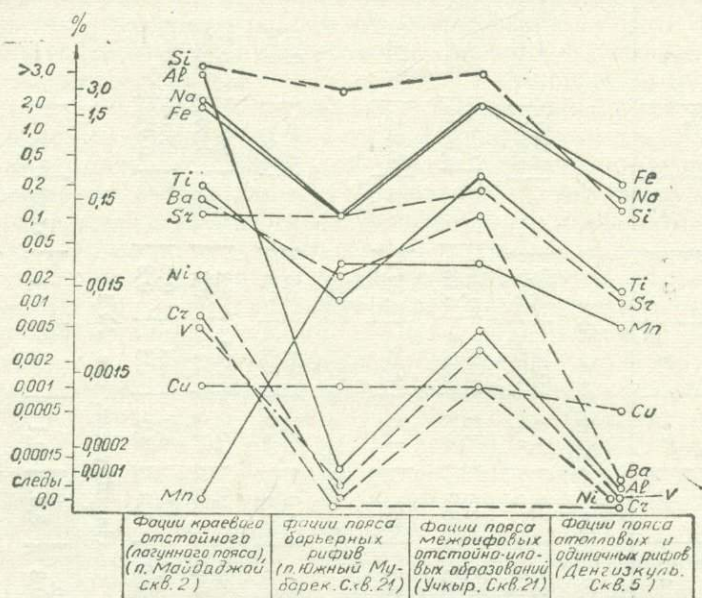


Рис. 39. Распределение химических элементов в фациальных поясах.

Майдаджой. В остальной части рассматриваемого фациального пояса марганец отсутствует или обнаружены его следы. Равномерно распределена (0,001—0,009%) медь, в некоторых местах ее концентрация достигает 0,01—0,05% (Майдаджой). Повышенные количества бария (0,10% и более) приурочены к зонам волноприбойных карбонатных фаций краевого отстойного (лагунного) фациального пояса (Майдаджой), в остальных частях его концентрация колеблется от следов до 0,01%. Повсеместно увеличивается содержание стронция (0,1—0,5%), за исключением зоны мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций (Аузбай, Даутепе), где его концентрация резко падает до 0,01—0,025% (табл. 12, рис. 39).

Как отмечалось, разрез карбонатов келловей-оксфорда рассматриваемой территории вследствие закономерного повторения определенного набора пород подразделяется на отдельные циклы. Каждый выделенный цикл соответствовал объему определенной свиты карбонатной формации верхней юры и также как свиты в разрезе формации повторялся трижды. Каждый цикл охватывает трансгрессивные и регрессивные фазы седиментогенеза, качественно отличные друг от друга и в отношении распределения в них количественных содержаний микроэлементов. В трансгрессивных

фазах этих циклов уровень моря и одновременно глубина шельфа увеличивается от подошвы к средней части фазы, а затем вновь уменьшается к ее кровле. В соответствии с изменением глубины шельфа мелководных часто обломочные карбонаты подошвы трансгрессивной фазы сменяются в цикле сначала наиболее засоренными известняками средней части, а затем вновь мелководными, обычно микрозернистыми пелитоморфными известняками или доломитами (рис. 5).

Регрессивная часть данной фазы цикла, как было указано выше, формировалась более длительно по сравнению с трансгрессивной. С этой частью цикла связано развитие мощных рифовых образований наряду с другими разновидностями карбонатов.

Карбонатные образования трансгрессивных фаз цикла по сравнению с регрессивными характеризуются минимальными концентрациями микроэлементов. Резкое различие в распределении количественных содержаний элементов связано в первую очередь геохимической обстановкой и гидродинамикой вод бассейнов седиментации.

В пределах рассматриваемого фациального пояса в нижних циклах зоны мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций выделяются трансгрессивная и регрессивная фазы. Трансгрессивная фаза данной зоны характеризуется следующими концентрациями микроэлементов: барий 0,03, натрий 1,0, стронций 0,3, медь 0,002%, в пределах данной зоны в регрессивной фазе содержание микроэлементов составляет: барий сл.—0,015, натрий 0,6—1,1, стронций 0,026—0,16, медь 0,001—0,003%.

В среднем цикле рассматриваемой зоны в породах трансгрессивной фазы содержание микроэлементов варьирует в пределах: барий 0,05—0,09, натрий 0,7—0,9, стронций 0,025—0,5, медь 0,0015—0,009%, а в породах регрессивной фазы бария 0,007%, натрия 0,27%, стронция 0,01%, меди 0,003%.

Для третьего цикла трансгрессивной фазы характерно содержание бария в количестве 0,003—0,01%, натрия 0,3—1,4%, стронция 0,0—0,04%, меди 0,001—0,005%, для регрессивной фазы: бария 0,002%, натрия 1,1%, стронция 0,05%, меди 0,003%.

В зоне волноприбойных карбонатных фаций рассматриваемого фациального пояса в нижнем цикле породы трансгрессивной фазы содержат барий (0,01%), натрий (0,05%), стронций (0,010%), медь (0,02%), а в регрессивной фазе концентрации микроэлементов заметно увеличиваются.

Во втором цикле данной зоны в трансгрессивной фазе определены следы бария, 1,0% натрия, 0,1% стронция, 0,001% меди, а в регрессивной фазе содержание бария достигает 0,01%, натрия 0,4%, стронция 1,4%, меди 0,01%.

Третий цикл описываемой фациальной зоны мало чем отличается от предыдущих.

Как видно, элементы трансгрессивных и регрессивных фаз циклов в осадконакоплении в различных зонах краевого отстойно-лагунного фациального пояса в трансгрессивных фазах циклов имеют повышенное содержание бария, натрия, стронция и меди. В зоне мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций (Аузбай, Даутепе) рассматриваемого фациального пояса концентрации этих элементов в породах значительно понижаются и местами достигают нулевых значений (ванадий, никель, хром).

Таким образом, карбонатные породы краевого отстойного (лагунного) пояса подразделяются на две фазы с различными геохимическими особенностями. Трансгрессивная фаза характеризуется заметным содержанием бария, натрия, меди и отсутствием ванадия, никеля и хрома. Эти осадки

следует рассматривать как область накопления мелководно-прибрежных образований, лежащую на пути движения сносимых терригенных минералов из близлежащих районов к береговой полосе областей сноса.

Для карбонатных образований регрессивной фазы характерны высокие концентрации стронция, ванадия, никеля, хрома и меди. Эти осадки накапливались, по-видимому, в крупных изолированных лагунах с высоким окислительным потенциалом и повышенной соленостью, о чем свидетельствуют высокие концентрации стронция, который концентрировался химическим путем в зоне типичных прибрежных лагун.

Описываемый фациальный пояс характеризуется высоким содержанием нерастворимой части пород — 5,87% (табл. 2, 3, рис. 36, 37, 38).

В пределах рассматриваемого фациального пояса установлены также повышенные концентрации глинозема, которые колеблются от 3,0 до 6%, и особенно характерны для пород, образовавшихся в конечных этапах регрессивных фаз циклов данного фациального пояса, где содержание глинозема по сравнению с породами трансгрессивных фаз этих циклов более высокое.

Количество глинозема в пределах рассматриваемого фациального пояса в фациях зон мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций в трансгрессивных фазах колеблется от 0,5 до 5,0, а в регрессивных — от 2,2 до 6,0% и более. В зоне волноприбойных карбонатных фаций содержание глинозема в обеих фазах циклов характеризуется максимальными значениями алюминия (более 6,0%).

Параллельно описанной фации краевого отстойно-лагунного пояса протягиваются фации пояса барьерных рифов, которые являются границей раздела между лагуной и открытым морем. Пояс сложен массивными, дельтообразно наслоенными рифами с клинообразным шлейфом обломочного карбонатного материала. Распределение химических элементов в породах изученных разрезов и распространение их по площади показывает, что многие элементы накапливались в зависимости от состава и времени образования осадков. Рост барьерных рифов рассматриваемого пояса происходил, как было сказано выше, в регрессивной фазе седиментации, что подтверждается уменьшением, а в ряде районов отсутствием в осадках менее подвижных элементов (ванадий, никель, хром, частично барий). В юго-восточных пределах (Адамташ, Дербент) в барьерных рифах отсутствуют никель и хром, а ванадий обнаружен в количестве от 0,001 до 0,003%. Очень мало меди (0,0003%), титан и марганец не превышают кларковые значения, а в пределах Карши-Мубарекского выступа в биогермах барьерных рифов концентрация титана составляет 0,05%, марганца 0,20%. Уменьшается концентрация стронция (0,01—0,03%), бария (0,001—0,02%), а в северо-западной части региона в зоне развития биостромных рифовых построек количество этих элементов резко повышается (стронций и барий 0,1—0,3%). Рифовые образования, вскрытые в пределах площади Каракум характеризуются отсутствием ванадия и бария, количество стронция, никеля аномально высокие. В пределах площадей Дербент и Южный Мубарек отсутствуют хром и ванадий, концентрация остальных элементов минимальная, за исключением стронция (0,10—0,15%) и меди (0,02—0,10). По содержанию натрия, магния и других элементов определяется, что привнос пелитового материала в эту часть водоема был значительно сокращен. Отношение стронция и бария в породах указывает на некоторое повышение солености этих водоемов. Увеличение содержания таких элементов как стронция, ванадия, марганца в пределах Южного Мубарек рассматриваемого фациального пояса, по-видимому, связано с интенсивным химическим выветриванием в областях сноса. Благодаря сильно развитой наземной растительности, породы были обогащены гумусовым веществом,

поэтому вынос этих элементов с растворами и глинистыми минералами усилился.

Анализы распределения количественных содержаний микроэлементов позволяют провести четкую границу между трансгрессивной и регрессивной фазами всех выделенных трех циклов.

В породах нижнего цикла пояса барьерных рифов в трансгрессивной фазе содержание бария варьирует от 0,0—0,06%, стронция от 0,01 до 0,5%, натрия от 0,17 до 3,0% и более, марганца от 0,005 до 0,2%, меди от 0,0015 до 0,05% и в регрессивной фазе бария 0,002—0,16%, стронция 0,01—0,15%, натрия 0,1—0,3%, марганца 0,004—0,03%, меди 0,0001—0,05%.

Во втором цикле рассматриваемого фациального пояса в трансгрессивной фазе количество бария изменяется от 0,0 до 0,01%, стронция от 0,01 до 1,0%, натрия от 0,1—0,7, марганца от 0,003 до 0,02%, меди от 0,0001 до 0,10% и в регрессивной фазе концентрация этих элементов заметно увеличивается (табл. 13).

В третьем цикле рассматриваемого фациального пояса мы наблюдаем те же закономерности изменения количественных содержаний химических элементов.

Как следует из приведенных данных, в трансгрессивной фазе породы обогащаются титаном, железом и медью и, наоборот, их концентрация уменьшается в регрессивной фазе, кроме того, в породах этих фаз циклов параллельно увеличивается содержание стронция, бария и марганца.

Содержание нерастворимой части пород для пояса барьерных рифов варьирует от 0,5 до 10%, но часто оно находится в пределах 2—3%.

В рассматриваемом фациальном поясе концентрация кремния в породах нижнего цикла в трансгрессивной фазе колеблется от 0,25 до 4,5%, а в регрессивной 1—5,7%. В породах трансгрессивной фазы среднего цикла эти осадки содержат кремния от 0,08 до 3,5%, а в регрессивной от 0,8 до 4,5%. В породах трансгрессивной фазы третьего цикла его содержание определяется 0,20—2,5%, а в регрессивной 1,0—3,2%.

Таким образом, осадки пояса барьерных рифов, расположенных в пределах Южного Мубарека, Каракума и Карабаира более, обогащены кремнием, чем породы юго-восточных районов (Адамташ, Дербент).

С поясом межрифовых отстойно-иловых фаций связано некоторое углубление зоны седиментации. Морские образования в пределах рассматриваемого фациального пояса представлены в основном аргиллитами, спонгалитами, микрокристаллическими пелитоморфными известняками, доломитизированными и редко рифовыми пропластками водорослевого известняка.

Распределение микроэлементов в этих типах пород происходит неравномерно, но в основном для них характерны высокие концентрации титана (0,01—0,022), марганца (0,03—0,05) и низкие хрома, никеля, ванадия (0,00015%). В незначительных концентрациях обнаружены барий (0,003%), медь (0,00—0,002%), натрий отсутствует (табл. 14).

В породах рассматриваемого фациального пояса содержание нерастворимой части пород высокое (от 3—5 до 25—30%), что связано с обогащенностью пород межрифового отстойно-илового пояса терригенным материалом и приурочены они к юго-западному склону Учкырской возвышенности.

Для пород описываемого фациального пояса наблюдается обогащенность осадков кремнием в районе Учкыр (скв. 21), содержание окиси алюминия достигает 25%.

В юго-восточных районах в осадках рассматриваемого фациального пояса по сравнению с северо-западными (Учкыр) районами уменьшается как нерастворимая часть пород, так и количество кремния (0,5—1,0%).

Таблица 13

Распределение некоторых химических элементов в фациях пояса барьерных рифов

Возраст	Свита	Цикл	Фаза цикла	Содержание химических элементов, %												
				Na	Al	Si	Fe	Sr	Ti	Mn	Cu	Cr	Ni	V	Ba	Mg
Пл. Каракум, скв. № 5																
Келловей-оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная	0,5	1,5	2,6	0,6	0,001	0,04	0,005	0,0005	0,004	0,001	—	—	0,5
			Трансгрессивная	0,05	1,5	2,0	0,25	—	0,028	0,0015	0,0005	0,02	0,0005	—	—	0,23
	Средняя	II	Регрессивная	0,1	2,3	3,0	0,7	—	0,05	0,206	0,0004	0,003	0,0003	—	—	0,4
			Трансгрессивная	0,1	2,0	2,5	0,3	0,0015	0,004	0,006	0,0006	0,0015	—	—	—	0,15
Пл. Адамташ, скв. № 17																
Келловей-оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная	0,7	1,8	1,6	0,12	0,06	0,02	0,003	0,0001	—	—	0,002	0,14	
			Трансгрессивная	1,0	1,3	1,0	0,5	0,3	0,014	0,004	0,0003	—	—	0,001	0,02	
	Средняя	II	Регрессивная	0,3	0,5	1,0	0,15	0,08	0,0035	0,003	0,0003	—	—	0,0004	0,002	
			Трансгрессивная	0,3	1,1	1,7	0,5	0,005	0,012	0,012	0,0001	—	—	0,001	0,01	
	Нижняя	I	Регрессивная	0,3	3,0	3,0	0,3	0,01	0,03	0,03	0,0001	—	—	0,003	0,01	
			Трансгрессивная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Нет анализа
Пл. Южный Мубарек, ск. № 20																
Келловей-оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная	0,11	0,5	1,2	0,3	0,07	0,05	0,02	0,003	—	0,001	—	0,15	
			Трансгрессивная	0,15	0,15	1,0	0,3	0,1	0,01	0,035	0,004	—	0,001	—	0,003	

Средняя	II	Регрессивная	0,5	1,0	2,0	0,4	0,05	0,02	0,02	0,021	—	0,002	—	0,05
		Трансгрессивная	0,5	0,3	1,0	3,0	1,0	0,03	0,02	0,1	—	0,005	—	0,01
Нижняя	I	Регрессивная	0,15	1,0	2,7	0,6	0,15	0,02	0,025	0,05	—	0,004	—	0,16
		Трансгрессивная	1,7	2,5	3,0	1,7	0,25	0,002	0,02	0,06	—	0,006	0,006	0,06

Пл. Южный Мубарек. скв. № 21

Келловей- оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная	0,15	0,2	1,6	0,4	0,05	0,01	0,02	0,001	—	Сл.	—	0,1
			Трансгрессивная	Нет анализа											
	Средняя	II	Регрессивная	Нет анализа											
			Трансгрессивная	0,15	0,05	2,0	0,2	0,05	0,01	0,04	0,0015	—	—	—	0,01
	Нижняя	I	Регрессивная	0,25	0,8	3,0	0,9	0,03	0,01	0,02	0,002	—	0,002	—	0,03
			Трансгрессивная	3,0	1,2	1,8	2,0	0,5	0,02	0,02	0,0015	—	0,006	0,01	0,005

Пл. Дербент (обнажение)

Келловей- оксфорд	Верхняя	III	Регрессивная	0,01	0,7	1,2	0,3	0,01	0,005	0,008	0,0003	—	0,0002	—	0,02	0,7
			Трансгрессивная	0,01	0,14	0,7	0,2	0,01	0,0006	0,003	0,0002	—	0,0006	—	0,001	1,2
	Средняя	II	Регрессивная	0,01	0,3	1,8	0,1	0,001	0,007	0,007	0,0005	—	0,0015	—	0,007	1,1
			Трансгрессивная	0,01	0,7	1,2	0,13	0,01	0,001	0,003	0,0003	—	0,0008	—	0,001	0,8
	Нижняя	I	Регрессивная	0,01	0,18	1,7	0,2	0,01	0,0036	0,004	0,00035	—	0,003	—	0,002	1,2
			Трансгрессивная	0,01	0,17	1,7	0,34	0,01	0,011	0,005	0,007	—	—	—	—	1,1

Распределение некоторых химических элементов в фациях пояса барьерных рифов, %

Возраст	Сыта	Цикл	Фаза цикла	Интервал фазы, л	№	A	Si	Fe	Ca	Н	Mn	Сг	К	Ni	V	Ba	Mg
Пл. Каракум, скв. № 5																	
Верхняя	III	Регрессивная	Трансгрессивн.	2130—2200	0,1	1,5	2,6	0,6	0,001	0,04	0,005	0,0005	0,004	0,001	—	—	0,5
					0,05	1,5	2,0	0,25	—	0,028	0,0015	0,0005	0,02	0,0005	—	—	0,28
Средняя	II	Регрессивная	Трансгрессивн.	2200—2240	0,1	2,3	3,0	0,7	—	0,05	0,206	0,0004	0,003	0,0003	—	—	0,4
					0,1	2,0	2,5	0,3	0,0015	0,004	0,0005	0,0015	—	—	—	—	0,15
Пл. Адамта скв. 17																	
Верхняя	III	Регрессивная	Трансгрессивн.		0,7	1,8	1,6	0,12	0,06	0,02	0,003	0,0001	—	—	0,002	0,14	—
					1,0	1,3	1,0	0,5	0,3	0,014	0,004	0,0005	—	—	0,001	0,02	—
Средняя	II	Регрессивная	Трансгрессивн.		0,3	0,5	1,0	0,15	0,08	0,0035	0,003	0,0005	—	—	0,0004	0,002	—
					0,3	1,1	1,7	0,5	0,005	0,017	0,012	0,0001	—	—	0,001	0,01	—
Нижняя	I	Регрессивная	Трансгрессивн.		0,3	3,0	3,6	0,3	0,01	0,03	0,03	0,0001	—	—	0,003	0,01	—
					Нет анализов												
Пл. Юный Мубарек, скв. 20																	
Верхняя	III	Регрессивная	Трансгрессивн.		0,11	0,5	1,2	0,3	0,07	0,05	0,02	0,003	—	0,001	—	0,15	—
					0,15	0,15	1,0	0,3	0,1	0,01	0,005	0,001	—	0,001	—	0,003	—
Средняя	II	Регрессивная	Трансгрессивн.	1654—1771	0,5	1,0	2,0	0,4	0,05	0,02	—	0,021	—	0,002	—	0,05	—
					0,5	0,3	1,0	3,0	1,0	0,03	0,02	0,1	—	0,005	—	0,01	—
Нижняя	I	Регрессивная	Трансгрессивн.	1787—1850	0,15	1,0	2,7	0,6	0,15	0,02	0,025	0,05	—	0,004	—	0,16	—
					0,7	0,5	3,0	1,7	0,25	0,002	0,02	0,06	—	0,006	0,006	0,06	—
Пл. Южный Мубарек, кв. 21																	
Верхняя	III	Регрессивная	Трансгрессивн.	1635—1660	0,15	0,2	1,6	0,4	0,05	0,01	0,02	0,001	—	Сл.	—	0,1	—
					Нет анализов												
Средняя	II	Регрессивная	Трансгрессивн.	1660—	Нет анализов												
					0,15	0,05	2,0	0,2	0,05	0,01	0,04	0,0015	—	—	—	0,01	—
Нижняя	I	Регрессивная	Трансгрессивн.	929—	0,25	0,8	3,0	0,9	0,03	0,01	0,02	0,002	—	0,002	—	0,03	—
					3,0	1,2	1,8	2,0	0,5	0,02	0,02	0,0015	—	0,006	0,01	0,005	—
Пл. Дербент, (обнажение)																	
Верхняя	III	Регрессивная	Трансгрессивн.		0,01	0,7	1,2	0,3	0,01	0,005	0,008	0,0005	—	0,0002	—	0,02	0,7
					0,01	0,14	0,7	0,2	0,01	0,0005	0,003	0,0002	—	0,0006	—	0,001	1,2
Средняя	II	Регрессивная	Трансгрессивн.		0,01	0,3	1,8	0,1	0,001	0,007	0,005	0,0005	—	0,0015	—	0,007	1,1
					0,01	0,7	1,2	0,13	0,01	0,002	0,003	0,0003	—	0,0008	—	0,001	0,8
Нижняя	I	Регрессивная	Трансгрессивн.		0,01	0,18	1,7	0,2	0,01	0,005	0,004	0,0003	—	0,003	—	0,002	1,2
					0,01	0,17	1,7	0,34	0,01	0,011	0,005	0,007	—	—	—	—	1,1

Фаши атоловых и одиночных рифов по петрографическим, биогенетическим и морфологическим особенностям рифовых сооружений подразделены на две фашиальные зоны. Для первой характерно развитие биостромных рифов. В территориальном отношении эта зона охватывает северо-западные районы исследуемого региона. В ее пределах малые химические элементы показывают разнообразный характер изменения их содержаний (табл. 15). Концентрации натрия и кремния в биостромных рифовых постройках значительно колеблются. Северо-западная часть зоны выделяется относительно повышенным содержанием этих элементов. В этой части территории концентрация натрия и кремния часто достигает 3,0 и более процентов. Подобный характер распределения наблюдается по титану (0,2—0,3%) и магнию (1,0—2,7%). В остальных районах содержание этих элементов снижается до кларковых значений, а в некоторых разрезах магний отсутствует.

В пределах северо-западной части (Кульбешак, Даяхатын) биостромные рифы содержат 0,01—0,08% бария, 0,1—0,03% стронция, 0,005—0,04% марганца, 0,001—0,005% меди; отсутствуют ванадий и хром. Исключение составляет никель, который в незначительных количествах (0,0015—0,0028%) обнаружен только в пределах площади Даяхатын, юго-восточнее этой территории (Аккум) концентрация этих элементов в породах значительно понижается. Так, содержание бария в них 0,001—0,05%, марганца 0,002—0,02%, меди 0,0015—0,002%. Ванадий, никель и хром обнаружены в незначительных концентрациях (0,001—0,007%).

Площадная изменчивость количественных содержаний малых элементов в пределах рассматриваемого фашиального пояса отчетлива и направлена, с юго-востока на северо-запад увеличивается содержание натрия, кремния, титана, частично бария и стронция. Подобная закономерность прослеживается в породах всех фаз рассматриваемых циклов. При этом породы, образовавшиеся в регрессивных фазах, характеризуются заметным повышением микроэлементов по сравнению с породами, накопившимися в трансгрессивных фазах. Увеличение концентрации подвижных элементов стронция, натрия, бария и др. показывает, что эти породы накапливались вблизи от областей сноса и при относительно спокойном нормально морском бассейне седиментации. Резкое понижение слабоподвижных элементов (хром, никель, ванадий) и повышение натрия совпадают с данными А. Б. Конторовича (1969). Высокое содержание натрия в рифовых комплексах рассматриваемого фашиального пояса, по-видимому, связано с преобладанием монтмориллонита над другими глинистыми минералами в нерастворимом остатке карбонатов. Кроме того, образование рифовых построек данного фашиального пояса вероятно происходило за счет и при непосредственном участии водорослей, что подтверждается увеличением концентрации в них стронция. Это еще раз подтверждает наше мнение о том, что природа этих рифовых образований связана с фитобиоценозом.

Переходя к геохимической характеристике распределения микроэлементов во второй фашиальной зоне рассматриваемого фашиального пояса следует отметить, что она охватывает территорию Амударьинской зоны поднятия и протягивается в восточном направлении до западной половины Кулябского прогиба. Здесь в основном развиты крупные кольцевые атоллы (Денгизкульское поднятие, Култакский выступ) и одиночные биогермные рифы (Зекры, Хатак и др.).

Изменения количественных содержаний малых и некоторых породобразующих элементов в данной зоне по геохимическим особенностям близки к вышеописанной зоне рассматриваемого фашиального пояса, но имеются различия в площадном распространении некоторых элементов. Эти различия в основном прослеживаются по элементам группы железа. Здесь наблю-

дается появление незначительных содержаний хрома (0,001—0,004%) и увеличение количества никеля (0,001—0,030%). Среднее содержание бария, стронция, марганца в карбонатных образованиях восточных разрезов выше по сравнению с западными (табл. 15). Напротив, содержание натрия, кремния, алюминия увеличивается на западе территории. Концентрация остальных элементов мало меняется в пределах рассматриваемых зон фациального пояса. Такое распределение элементов объясняется накоплением осадков восточных районов (Амударьинская зона поднятий, юго-западные отроги Гиссара) в пресноводных, а западных — в солоноватых (нормально морских) бассейнах с умеренным климатом. Эти условия явились благоприятными для бурного развития органики в период накопления рифовых карбонатных образований, что в конечном итоге привело к увеличению в их составе никеля и других микроэлементов.

Наблюдаемые закономерности в распределении химических элементов в фазах циклов зоны распространения биостромных рифов рассматриваемого фациального пояса сохраняются и в зоне развития атолловых и одиночных рифов.

Закономерности распределения некоторых химических элементов в различных фациях рифового комплекса карбонатной формации

Как отмечалось в главе IV, рифовые образования характеризуются наличием предрифовых, рифовых и зарифовых типов фаций.

Исследованиями установлено, что для определенных типов рифовых фаций характерны специфические закономерности в распределении в них количественных содержаний химических элементов, которые согласуются с литолого-фациальными и биогенетическими особенностями. Биллингз и Рэгланд (1968), изучив геохимию и минералогию современных рифовых и лагунных образований, дали количественные данные по их минералам и рассеянным элементам. По мнению этих авторов, любой из определенных элементов или минералогических параметров может быть использован для распознавания рифовых, зарифовых, лагунных и прибрежных фаций.

Анализ распределения химических элементов в рифовых комплексах в пределах исследованной нами территории показывает неравномерное их распространение. В этой связи мы попытались провести корреляцию для выделения типов фаций по изменению в них количественных содержаний малых и породообразующих элементов.

Зона собственно рифовых фаций представлена органогенными рифовыми постройками различной мощности. Для пород этой фации характерны значительные изменения концентрации большинства изученных химических элементов. Так, содержание натрия в рифовых постройках фациального пояса атолловых, одиночных рифов (Уртабулак) составляет 0,2—0,5%. В однотипных рифовых постройках фации пояса барьерных рифов (Юж—

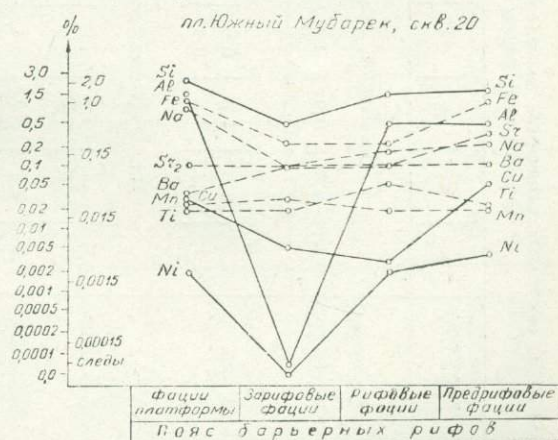


Рис. 40. Распределение химических элементов в фациальных поясах.

Распределение некоторых химических элементов в породах пояса атолловых
и одиночных рифов %

Возраст	Свита	Цикл	Фаза цикла	Интервал фазы, м	Na	Al	Si	Fe	Sr	Ti	Mn	Cu	Cr	Ni	V	Ba	Mg	
Келловой-оксофорд	Верхняя	III	Регрессивная Трансгрессивн.	Не опр.	Пл. Аккум, скв. 1													
					0,1 0,5 0,9 0,3 0,04 0,035	0,03	0,0015	—	0,0015	—	0,5	—						
	нет анализов — обр.																	
	Средняя	II	Регрессивная Трансгрессивн.	Не опр.	0,3	0,8	1,0	0,9	0,03	0,027	0,03	0,003	0,001	0,007	0,001	0,001	—	
					0,1	0,3	0,2	0,4	0,02	0,02	0,002	0,002	—	Сл.	—	0,01	—	
	Пл. Даяхатын, скв. 1																	
	Верхняя	III	Регрессивная Трансгрессивн.	1832 — 1860	0,5	—	0,2	2,0	0,01	0,01	0,005	0,001	—	—	—	0,01	0,7	
					1,0	0,5	3,0	0,3	0,01	0,01	0,005	0,001	—	—	—	0,05	1,0	
	Средняя	II	Регрессивная Трансгрессивн.	1860 — 1956	1,9	2,3	3,0	0,4	0,004	0,3	0,03	0,005	—	0,0015	—	0,15	2,7	
					3,0	2,8	3,0	0,9	0,005	0,21	0,4	0,003	—	0,0028	—	0,004	1,5	
	Нижняя	I	Регрессивная Трансгрессивн.	1956—2160	3,0	3,0	3,0	1,0	0,005	0,3	0,02	0,0001	—	0,0015	—	0,20	0,6	
					0,5	1,2	1,8	0,4	0,005	0,11	0,007	0,0012	—	0,0006	—	0,05	0,4	
Пл. Кульбешкак, скв. 17																		
Верхняя	III	Регрессивная Трансгрессивн.	1930—1953,8 1999,2—2025,1	1,1	2,0	3,0	1,0	фон.	0,03	0,02	0,001	—	—	—	0,0015	—		
				0,1	0,5	1,7	1,0	фон.	0,01	0,02	0,001	—	—	—	—	—		
Средняя	II	Регрессивная Трансгрессивн.	2025,1—2034,3 2034,3—2088	0,2	2,2	3,0	2,2	1,0	0,037	0,025	0,0015	—	—	—	0,01	—		
				1,0	2,0	3,0	2,6	фон.	0,08	0,02	0,002	—	—	—	0,011	—		
Нижняя	I	Регрессивная Трансгрессивн.	2088—2094,7 2904,7—2264	2,7	2,7	3,0	2,1	фон.	0,18	0,025	0,002	—	—	—	0,08	—		
				1,1	1,3	2,4	2,0	0,03	0,14	0,04	0,002	—	0,001	—	0,017	—		

Возраст	Свита	Цикл	Фаза цикла	Интервал газы, м.	Na	Al	Si	Fe	Sr	Г	Mn	Cu	Cr	Ni	V	Ka	Mg		
Келловей-оксофора				Пл. Уртабулак, скв. 18															
	Верхняя	III	Регрессивная	2353—2410	0,09	1,2	2,6	0,5	0,01	0,05	0,006	0,0001	—	Сл.	—	—	—	0,3	
			Трансгрессивн.	2410—2420	0,05	0,01	5	0,09	0,01	0,015	0,01	0,00025	—	—	—	—	—	—	3,0
	Средняя	II	Регрессивная	2420—2552	0,14	0,7	2,2	0,4	0,01	0,013	0,012	0,0002	—	0,0013	—	—	—	3,0	
			Трансгрессивн.	2552—2703	0,03	0,6	3,0	0,1	0,01	0,01	0,005	0,0001	—	—	—	—	—	—	3,0
	Нижняя	I	Регрессивная	2703—2735	1,2	2,5	3,0	0,6	Сл.	0,022	0,04	0,0004	—	0,0012	—	—	—	2,5	
			Трансгрессивн.	2735—2780	3,0	3,0	3,0	3,0	Сл.	0,15	0,04	0,001	—	0,03	—	—	—	3,0	
					Пл. Уртабулак, скв. 19														
	Верхняя	III	Регрессивная	2550—2663	0,15	0,025	0,12	0,35	0,006	0,016	0,003	0,0007	—	—	—	—	—	—	2,4
			Трансгрессивн.	2663—2696	нет анализов														
	Средняя	II	Регрессивная	2698—2735	0,5	1,3	1,0	0,8	0,006	0,05	0,009	0,0007	—	Сл.	—	—	—	—	3,0
			Трансгрессивн.	2735—2765	0,15	0,2	1,6	0,9	0,0055	0,001	0,001	0,0012	—	—	—	—	—	—	3,0
	Нижняя		Регрессивная	2765—2785	0,2	2,0	1,0	0,005	0,001	0,03	0,0015	—	—	—	—	—	—	—	3,0
			Трансгрессивн.	2785—2970	1,5	2,0	2,2	1,4	0,004	0,12	0,046	0,004	0,004	0,01	—	—	—	—	2,6
				Пл. Мехетжан, скв. 1															
Верхняя	III	Регрессивная	2668—2737	0,4	0,2	0,8	0,6	0,007	0,013	0,01	0,0015	0,0001	0,001	—	—	—	—	1,5	
		Трансгрессивн.	2737—2765	0,15	—	0,5	0,1	0,008	0,03	0,005	0,01	—	—	—	—	—	—	—	

ный Мубарек, Карактай, Карабаир, Каракум) наблюдается заметное уменьшение концентрации натрия (0,1—0,20%). Рифовые постройки фации пояса барьерных рифов обогащены алюминием (1,1%) и кремнием (3,0%) по сравнению с таковыми фации пояса атолловых, одиночных рифов (табл. 16, рис. 40, 41, 42).

Высокие концентрации стронция, бария, никеля, марганца приурочены к рифовым постройкам фаций пояса барьерных рифов.

В кольцевых атоллах фации пояса атолловых, одиночных рифов (Уртабулак) в рифовой лагуне резко увеличивается содержание меди и марганца, по сравнению с собственно рифовой фацией и в породах платформы. В последних обнаружены максимальные концентрации натрия, кремния, никеля.

В рифовых постройках фациального пояса барьерных рифов наблюдаются повышенные содержания титана и никеля, в зарифовых фациях, наоборот, концентрация титана и кремния падает, никель отсутствует.

В породах рифовой платформы значительно увеличивается количество натрия, кремния, железа и резко снижается барий. В предрифовых образованиях возрастает содержание меди и стронция (табл. 16).

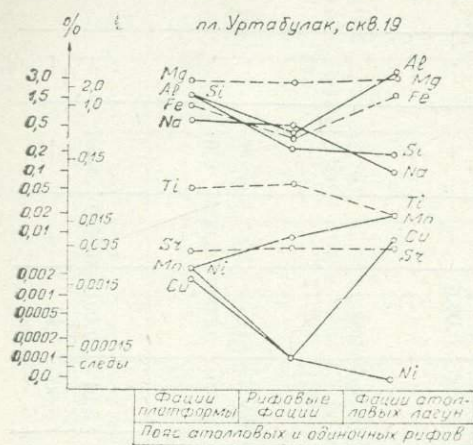


Рис. 41. Распределение химических элементов в фациальных поясах.

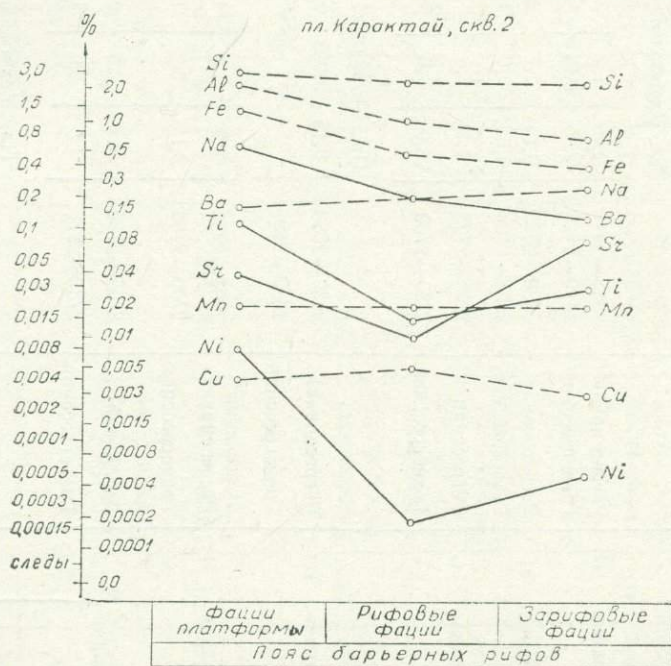


Рис. 42. Изменение количественных содержаний химических элементов в рифовых комплексах фациального пояса.

Отмеченные повышенные концентрации кремния в породах платформы, по-видимому, связаны с пыльным развитием в них кремневых губок, за счет которых этим элементом обогащаются породы платформы.

Обобщая результаты изучения закономерностей распределения малых химических элементов в карбонатной формации верхней юры Средней Азии следует отметить, что на большом стратиграфическом диапазоне осадконакопления их количества значительно колеблются, что обусловлено с одной стороны физико-химическими свойствами самих элементов, с другой — палеогеографической обстановкой, литолого-фациальными особенностями и биогенетическими факторами, присущими для данного этапа осадконакопления.

В карбонатных комплексах пород верхней юры характер распределения малых химических элементов в различных фациальных поясах позволил наметить определенные палеогеографические условия осадконакопления и зоны их распространения внутри довольно обширной по площади исследованной территории.

По петрографическим и биогенетическим особенностям выделенные образования фациальных поясов и их трансгрессивные и регрессивные фазы циклов отчетливо сопоставляются и по распределению в них количественных содержаний химических элементов.

Разный характер распределения химических элементов и изменение их концентрации в выделенных фациальных типах, а также по площади распространения этих осадков, позволили коррелировать их друг с другом. Характерными элементами для собственно рифовых фаций атолловых и одиночных рифов являются натрий, стронций, никель и марганец. Для одиночных рифов в рифовой лагуне индикаторами для установления этих комплексов очевидно являются медь и марганец.

Максимальные концентрации кремния, железа и никеля обнаружены только в породах платформы. Для зарифовых фаций характерно уменьшение концентрации титана, кремния и отсутствие никеля. В предрифовых образованиях увеличивается содержание меди и стронция.

Таким образом, возможными индикаторами, определяющими рифовую и нерифовую природу карбонатных комплексов, могут быть использованы результаты определения натрия, стронция, бария, титана и кремния.

Интерпретация полученных данных в комплексе с другими методами исследований даст положительный результат при поисково-разведочных работах, направленных на установление комплексов рифовой фации.

КАРБОНАТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЫДЕЛЕННЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ПОЯСОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕНЕРАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ

В работах А. В. Данова (1928), А. Д. Архангельского (1929), П. И. Калугина (1934), А. Е. Ферсмана (1934), А. П. Шехтмана (1941) темно-серые известняки карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта отнесены к битуминозным разностям, имеющим черты нефтематеринских пород. С. И. Ильин (1937), А. Г. Бабаев (1956, 1959, 1966), А. М. Акрамходжаев (1960—1971) в своих исследованиях уже конкретно отмечали присутствие в разрезе этих отложений нефтематеринских свит. В. Б. Порфирьев (1937, 1941) и Н. А. Кудрявцев (1959), указывая на отсутствие в породах карбонатной формации юры сингенетических битумов, отрицают наличие в них нефтематеринских свит. Подтверждением своего вывода В. Б. Порфирьев считает «ничтожное» распространение органичес-

кого вещества и отсутствие явных нефтепроявлений в разрезе известковых толщ юры. Кроме того, одним из его доводов является необоснованная, на наш взгляд, аналогия между характером распределения органического вещества в известняках карбонатной формации юры с карбонатными породами бухарского яруса, имеющего в своем составе (по В. Б. Порфирьеву) вторичный битум.

☉ Результаты литолого-петрографических, геохимических, химико-би-туминологических анализов и изучение емкостных и фильтрационных свойств пород карбонатной формации (Арифджанов, 1962, 1963, 1964, Аваз-матов, 1965, Ибрагимов, 1967, Ахмедов, 1964) убедительно показывают несостоятельность заключений В. Б. Порфирьева, Н. А. Кудрявцева и подтверждают заключения А. В. Данова, С. И. Ильина, А. Г. Бабаева. В свете излагаемых в работе данных, а также по материалам предыдущих наших исследований региональная битуминозность пород карбонатной формации должна быть признана неоспоримой (табл. 7, 8, 9, 10).

Повышенная битуминозность упомянутых пород наблюдается также на территории Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области (Арифджанов, Хатамбеков, 1964, Каримов, Авазматов, 1965). При сравнении компонентного и элементарного состава битумов карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссара с нефтями и битумами Южного Узбекистана установлено, что битумы рассматриваемой формации имеют типично нефтяной характер (табл. 7, 8, 9, 10, 17).

Таблица 17

Элементарный и групповой состав каустобиолитов

Геохимический тип каустобиолита	Элементарный состав					Групповой состав, %		
	С	Н	S	N	О	битум-ная часть	гуми-новая часть	нераств. остаток
Гуминокерит (арвазит)	60,6	8,2	20,2	1,0	10,1	12,0	20,0	63,0
Антракосолит (верхнеюрский известняк)	86,5	3,6	7,0	0,4	2,5	0,4	0,0	99,6
Бурый уголь	67,8	5,0	17,28	—	—	5—15	20—60	35—75
Каменный уголь	80—91	3—4	5—15	—	—	до 1,0	0—2	98—100
Антрацит	96,0	2	2	—	—	0	0	100
Другие образы								
Органическое вещество	77,7	8,5	9,0	0,4	9,4	0,4	10,7	88,9
Верхнеюрские отложения	72,8	2,9	7,1	0,4	16,8	0,9	54,8	44,3

Кроме битума, в породах формации А. В. Данов (1928), П. А. Орлов и В. Л. Мирошниченко (1935) обнаружили своеобразные органические вещества, условно отнесенные ими к антракосолитам (тиокериты) и гуминокеритам (арвазиты), генетически связанные с нефтью.

Мы получили сравнительные данные типичных гуминокеритов и антракосолитов Гаурдакского разреза карбонатной формации с генетическими типами угля по групповому и элементарному составу (табл. 17, 18).

☉ Как указывает И. С. Старобинец (1966), антракосолиты могут быть разбиты на две группы: а) с большим содержанием гуминовых кислот и б) практически лишенные этих веществ. Первая группа не отличается от гуминокеритов. Наряду с кратными значениями гуминовых веществ (больше 50% и «следы») встречаются их разности с промежуточными значениями. По И. С. Старобинцу, антракосолиты представляют собой последующий этап преобразования гуминокеритов на пути карбонизации в зоне уплотнения, подобно тому, как бурый уголь превращается в каменный и затем в антрацит.

Изменение компонентного и элементарного состава битумов юго-западных отрогов Гиссара и сопредельных территорий

Пункты отбора образцов	Компонентный состав, %				Элементарный состав					
	масла	смолы бензольные	смолы спиртобензольные	асфальтены	C	H	S	N	O ₂	C/H
Ходжипак (скв. 37), битум А	56,8	19,4	17,2	6,2	79,98	9,43	1,05	0,47	9,07	8,48
Дербент, битум А + С	22,0	31,5	17,5	30,9	69,23	9,28	2,79	1,38	17,2	7,6
Шаргунь (скв. 8), битум А	82,6	—	14,6	1,8	72,98	9,6	0,34	1,0	16,96	7,6
Хаудак, нефть	—	—	14,0	—	84,3	11,24	3,83	0,25	0,31	7,5
Хаудак, битум	—	—	—	—	69,46	6,6	—	1,31	—	10,5

Антраксолиты и гуминокериты Гаурдака в отличие от соответствующих образований других районов, по данным И. С. Старобинца, обогащены серой, входящей часто вместо кислорода в сложные органические соединения всех составных частей органического вещества. К таким же выводам пришел в свое время С. С. Наметкин (1955), который указал, что асфальтены представляют собой гетероциклические соединения, в молекуле которых S и O способны взаимно замещаться.

Данные о генетическом родстве битумов, гуминокеритов и антраксолитов, по мнению И. С. Старобинца (1966), следует рассматривать как доказательство последующей генерации антраксолитового вещества в результате преобразования битума в стадии уплотнения вмещающих пород.

На основании изложенного можно считать, что описываемые гуминокериты и антраксолиты рассматриваемой формации относятся к группе нефтидов (В. П. Муратов), образовавшихся в результате последующих превращений битума и генетически связанных с нефтью. Следовательно, эти вещества также генетически связаны с вмещающими их породами.

Как было уже отмечено в главе IV, в фациальном распределении отдельных типов карбонатов наблюдается определенная закономерность, которая контролируется палеотопографическими особенностями ложа келловей-оксфордского морского водоема. В свою очередь фациальная изменчивость карбонатов тесно связана с геохимическими условиями их накопления. Поэтому геохимическую характеристику карбонатов келловей-оксфорда данного региона мы рассматриваем в хронологическом порядке по выделенным фациальным поясам.

Фашии краевого отстойного (лагунного) пояса. Рассматриваемый пояс в районе Аузбай и Даутепе образует самостоятельную зону мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций, сложенных главным образом доломитом с единичными мелкими гнездами ангидрита и редкими зернами оолита и копролита.

Здесь геохимические условия, по данным форм серы и железа, показывают, что доломиты и доломитсодержащие известняки образовались в береговых частях водоема со слабоокислительной обстановкой. В данной зоне породы характеризуются относительно низким содержанием сульфидной серы (0,017%), но высоким содержанием сульфатной (0,237%) (табл. 8).

Вблизи зарифовой зоны геохимические условия становятся нейтральными и слабовосстановительными. Здесь содержание общей серы колеблется от 0,3 до 0,73%, сульфидной от 0,163 до 0,441%, а сульфатной от 0,09 до 0,37%. Содержание закисного железа составляет 0,215—0,447%, окисного — 0,025—0,261%. Надо отметить, что снизу вверх по разрезу, в северных

и северо-восточных частях рассматриваемой территории отложения содержат незначительное количество сульфидной серы и закисного железа, и увеличиваются их сульфатные и окисные формы.

2. Как показывают данные химических анализов, карбонатные образования мелкозаливных фаций данного фашиального пояса представлены преимущественно кальцитом, однако наряду с CaO , содержится MgO . В скв. 18 Учкыра, в интервале 1721—1720 м (верхняя свита) в породе содержание MgO составляет 19,2%, CaO — 28,85%, CO_2 — 32,0%. Железо в виде окисных соединений составляет 0,17%, закисных — 0,49%, терригенная часть — 44,14%. Аналогичные результаты имеются и по скв. 2.

На основании количественного содержания окиси калия и натрия, а также по отношению стронция к барию определялась соленость водоема.

Одним из наиболее популярных показателей солености древних бассейнов осадконакопления, отмечает И. А. Юркевич (1962), является фауна. Но она встречается далеко не во всех отложениях и не все виды и формы ее реагируют на изменение солености столь быстро и резко, чтобы можно было различить по фауне не только пресноводные и морские отложения, но и отложения соленоводных бассейнов с резкой степенью минерализации вод, которая в современных водоемах меняется в очень широких пределах — от слабосоленоватых до резко засоленных.

Некоторые исследователи (Юркевич, 1962), пользуясь известным постоянством соотношения ионов для соленых вод в виде $\text{Cl} - \text{SO}_4 > \text{HCO}_3^-$ и для континентальных пресных $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{--} > \text{Cl}$, пытаются судить о характере древних бассейнов осадконакопления по аналогичным соотношениям ионов в водных вытяжках пород. Но содержание иона HCO_3^- в водных вытяжках зависит не только от характера воды бассейна седиментации, но и от наличия в составе щелочно-земельных карбонатов в качестве породообразующих минералов, которые присутствуют всегда в заметных количествах. Содержание иона SO_4^{--} в водной вытяжке также связано с минералогическим составом пород, в котором отражается сложный комплекс геологических процессов.

Для определения солености древних седиментационных бассейнов наиболее эффективно могут быть реализованы сведения о содержании в пределах некоторых легко растворимых в воде солей и соотношений составляющих их ионов. Поэтому возникает вопрос о выборе наиболее характерных и подходящих методов для определения солености седиментационных палеоводоемов.

Коэффициент солености по окиси натрия вида $\frac{\text{Na}_2\text{O} \times 100}{\text{нераств. осадок}}$ нами был подсчитан по методике, разработанной в ИГИРНИГме А. Х. Нугмановым под руководством А. Г. Бабаева (1966). Надо заметить, что А. Х. Нугманов при пересчете вычитал из нерастворимой части пород содержание CO_2 и SO_3 , наши же исследования показывают, что их влияние, особенно для карбонатных пород, незначительно и ими можно пренебречь. К такому же мнению пришел и З. Г. Погосов в результате исследований палеогеновых отложений Ферганской депрессии. На основании выведенного коэффициента солености и при помощи данных А. Х. Нугманова (1966) установлены следующие типы морских вод.

Коэффициент солености, %	Условия осадконакопления
0,003—0,3%	Морские слабосоленые
0,3—0,5%	Морские нормальносоленые
0,5—1,0%	Морские повышениосоленые
1,0 и более	Лагунные

Результаты изучения величины коэффициента солёности по указанному методу свидетельствуют о том, что в зоне мелкозаливных фаций (Аузбай, Даутепа, Учкыр) в нижней свите его значение равно 0,2—0,5%. Вверх по разрезу в средней свите значение коэффициента солёности повышается. Все эти данные показывают, что осадки рассматриваемой фашиальной зоны образовались в лагунном водоеме. В регрессивной фазе первого цикла в рассматриваемом фашиальном поясе образовались маломощные пропластки водорослевых рифов, среда была восстановительная. Содержание сульфидной серы (Аузбай, скв. 1) варьирует от 0,379 до 0,502%, сульфатной от 0,102 до 0,203, закисного железа от 0,375 до 1,500, окисного от 0,025 до 0,175%. В конце данной фазы постепенно повышается количество сульфатной серы и окисного железа. На площади Аузбай, скв. 1, в интервале 1658—1669 м в алеврито-глинистой пачке содержание сульфатной серы 1,41%, сульфидной 0,0156%, что указывает на окислительные условия их образования. В данной регрессивной фазе, по результатам химических анализов пород, содержание окиси алюминия (Аузбай, Даяхатын, Учкыр) характеризуется максимальными значениями (до 25,5%), что, по-видимому, связано со вторичным накоплением продуктов древних кор выветривания (Коннов, 1972). Увеличение сульфатной серы и окисного железа, а также окиси алюминия в породах рассматриваемого пояса в основном приурочиваются к конечному этапу регрессивной фазы второго и третьего циклов формации (рис. 3). На севере и северо-востоке исследуемого региона данный фашиальный пояс (Тувактау, Западный Гардан, Хауз, Майдаджой, Кундаджуваз, Шаргунь) образует зону волноприбойных карбонатных фаций. Она сложена, в основном, переслаивающимися, слабодоломитизированными, детритусовыми карбонатами, пелитоморфными известняками и песчаниками, песчано-глинистыми образованиями.

Данная фашиация в районе Майдаджой характеризуется увеличением количества сульфатной серы. Здесь в интрамикритовых известняках содержание сульфатной серы составляет 80,0% от общего количества серы, а в породе — 0,08%, окисное железо в целом для микритовых известняков превалирует над закисным. Временами содержание закисного железа несколько уменьшается (0,63—0,35), а окисного увеличивается (0,30—0,87%). Указанное дает основание отождествлять геохимические условия данной фации с фашиациями мелкозаливных зон, но с той разницей, что здесь умеренно восстановительные геохимические условия занимают большие промежутки разреза и лишь в отдельных интервалах они сменяются окислительными.

Образования зон подводно-дельтовых терригенно-карбонатных фаций в основном происходило при окислительных геохимических условиях. Кроме того, карбонаты сильно обогащены терригенным материалом, который в значительной мере состоит из глины, алевролита и песчаника. На этом интервале коэффициенты солёности заметно снижаются, что, по-видимому, связано с разбавлением вод данного участка водоема водными потоками палеорек (рис. 36).

Таким образом, анализ содержания в породах окиси калия и особенно натрия, а также отношение стронция к барии показывает, что солёность вод келловей-оксфордского палеобассейна в пределах фации краевого отстойного (лагунного) пояса изменялась в пределах 0,5—2,0% и лишь в определенных отрезках времени на отдельных участках несколько увеличилась, что характерно для вод резко засоленных лагун. Повышенная солёность вод данного фашиального пояса, по-видимому, обусловлена рифовым барьером, запрудившим берег от открытого моря и образовавшим лагуны с резко соленой водой.

На юге Средней Азии в связи с обширной морской трансгрессией в начальной фазе первого цикла (глава IV данной работы) северная граница

морского бассейна заметно расширилась. Отдельные островные поднятия, существовавшие в северной части Бухаро-Хивинской области (Бабаев, 1966, Эгамбердыев, Сотириади и др., 1972) были покрыты морями (Ташкудук, Газли), при этом отдельные выступы оказались выше уровня вод (рис. 36, 37, 38). Гумидный климат ранней и средней юры к началу первой трансгрессивной фазы келловей-оксфордского водоема преобразовался в теплый, тропический и субтропический и не только влажный, но часто и засушливый. Для подтверждения сказанного приведем следующие примеры. В современных водоемах океанические илы с карбонатностью свыше 30% образуют широкий пояс в тропических и субтропических водах (Страхов, 1960). При этом в Южном полушарии они не заходят за пределы 56—60° к югу от Экватора, осадки же с карбонатностью свыше 50% не переходят широту 45—50°. В северном полушарии сильно карбонатные осадки обычно не заходят даже за 10° с. ш. и только в Атлантическом океане под влиянием Гольфстрима карбонатные образования продвигаются к северу.

Как отмечает Н. М. Страхов (1954), древние известковые отложения подобно современным были приурочены к климату теплому, тропическому и субтропическому и не только к влажному, но часто и к засушливому. Это хорошо видно при сопоставлении регионов карбонатонакопления с палеоклиматическими картами, посвященными известково-доломитовым фациям. С переходом в более холодные зоны карбонатонакопление сильно сокращается до полного прекращения. Это можно наблюдать в отложениях верхней юры Русской платформы и Кавказа, Закавказья, Средней Азии. На Русской платформе, расположенной севернее, верхнеюрские породы бескарбонатные, либо слабокарбонатные, на Кавказе, в Закавказье и Средней Азии среди толщ верхней юры преобладают карбонатные породы, сходные соотношения характерны и для палеогена Западно-Сибирской низменности, Средней Азии и др. Такая связь древнего известняка с климатом в точности повторяет соотношения, наблюдающиеся на современном геологическом этапе развития.

Таким образом, на территории рассматриваемого пояса, между берегом и барьерным рифом располагалась лагуна, где наряду с известково-терригенным накоплением происходило осаждение доломитовых пород.

Обогащение рассолов магнием из-за постоянного притока свежих морских вод и осаждение карбонатов кальция и сульфатов в условиях полузамкнутого бассейна также, вероятно, благоприятствовало образованию оломитов и доломитизированных известняков.

В результате испарения воды понижался уровень моря в зоне мелкозаливных и волноприбойных карбонатных фаций и одновременно увеличивалась соленость и плотность остаточных растворов. Более плотные растворы стекали по склону морского дна к центру бассейна. Воды, поступающие на территорию фации краевого отстойного пояса из глубоководных (фации пояса межрифовых отстойно-иловых образований) частей бассейна, восполняли потерю воды от испарения и от стекания тяжелых растворов. В связи с этим возникла циркуляция вод, подобная той, которая описана для месторождений Петера (Шарма, Sharma, 1966).

Концентрированные растворы в данном фациальном поясе имели повышенную температуру (около 35°), характеризовались высокой щелочностью (рН 9,0) и почти, как отмечалось выше, изменчивыми геохимическими условиями (нейтральным окислительно-восстановительным) седиментации. Присущие им содержания окиси калия, а особенно натрия, и отношения Sr/Ba во много раз превышали нормальное, характерное для морских вод, в связи с выпадением кальция в осадок в виде карбонатов и сульфатов. Двигаясь к глубоким частям бассейна, эти растворы просачивались через пористые рифовые и другие карбонатные породы. Известняки становились химически

неустойчивыми в создавшейся таким образом новой обстановке и быстро доломитизировались.

Стекая и смешиваясь с нормально морскими водами, растворы постепенно теряли избыток магния и утрачивали способность доломитизировать встречающиеся на их пути осадки. Как видно из профилей, построенных по линии Майдаджой—Памук (рис. 3), доломитизированные известняки из береговой части водоема по направлению к его глубоким частям, постепенно уменьшаясь в мощности, вклиниваются в другие разновидности карбонатов. Если мощность доломитовых пластов в нижней свите на площади Ходжихайрам составляет 18 м, то в Южном Мубареке в скв. 21 она уменьшается до 9 м, а на Западном Майманаке, где начинается крутой склон в поясе межрифовых отстойно-пловых образований — до 2—3 м. Далее к глубоким частям бассейна снижается до минимума. Такая картина наблюдается и в остальных циклах разреза исследованной территории (рис. 3).

Породы фации краевого отстойного пояса содержат неодинаковое количество органического углерода и битума (табл. 7), различно и соотношение их основных компонентов, как по разрезу, так и по площади, причем иногда количественное содержание их варьирует в довольно значительных пределах.

В разрезах Аузбай, Даутепе, Шурасан, Верхний Мачай, Дербент, Шаргунь содержания битумов отчетливо изменяются по вертикали во всех трех циклах келловей-оксфорда (табл. 7).

В трансгрессивных фазах количество битумов незначительное и минимальное, в регрессивных фазах — относительно высокое.

Регрессивная фаза III цикла максимально обогащена маслянистым рассеянным битумом по сравнению с нижележащими фазами.

Наиболее высокое содержание рассеянного битума характеризует пробы из районов Аулат и Шаргунь. Процентное содержание рассеянного битума в трансгрессивных фазах колеблется от следов до 0,0025%, в редких случаях до 0,02—0,08%, а в регрессивных фазах — от 0,00125 до 0,02%, иногда достигая 0,8%. Минимальное процентное содержание колеблется в зоне мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций (Аузбайской, Даутепинской, Шурасанской). В нижних свитах указанных площадей содержание хлороформного битума составляет в среднем 0,0052%, спиртобензольного — 0,0042%, соответственно в средних свитах 0,0032% и 0,0007%, в верхних — 0,0024, 0,004%. Следовательно, в данной зоне содержание хлороформных битумов закономерно уменьшается снизу вверх по разрезу, а спирто-бензольных увеличивается. Такая закономерность наблюдается именно в доломитах и доломитсодержащих породах.

Наряду с отмеченной закономерностью в размещении битумов по разрезу не менее четко обнаруживается их зональность и по площади. Орeал рассеянной битуминозности в пределах изученной области неравномерен. По их количественному содержанию территории данного фациального пояса четко подразделяется на три зоны.

1. Минимальное количество хлороформного битума (от следов до 0,00125%) с резким увеличением спиртобензольных битумов приурочено к зонам подводнодельтовых фаций (Кююмязар, Свердловва, Шурасан).

2. Низкое содержание рассеянного битума 0,00125—0,005 приходится на зоны мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций (Аузбай, Даутепе).

3. Высокое процентное содержание рассеянного битума (0,005—0,626%) приурочено к восточной части зоны волноприбойной фации (Аулат, Шаргунь).

В Шаргуне, несмотря на пестроту литологического состава исследованных пород, среднее содержание битума в них высокое. Терригенные

образования, как правило, в меньшей мере обогащены битумами и выражены легкими компонентами. Следовательно, площади, отличающиеся высоким содержанием битумов, заслуживают большого внимания и потому, что битумы здесь тяжелые и их компоненты менее способны к миграции. Во всяком случае, при решении данного вопроса следует считаться с тем, что низкое процентное содержание битумов, выраженных легкими компонентами, обычно свидетельствует об аллотигенной их природе, и, напротив, обогащенность пород тяжелыми битумами легко объяснить их генетической связью с вмещающими породами (Жабрев, Мехтиев, 1959).

Как показывают данные химико-битуминологических исследований, содержание общего органического вещества в породах нижней свиты мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций (табл. 9) колеблется в пределах 0,024—0,6% (в среднем 0,202%), причем основная масса $C_{орг}$ сосредоточена в интервале 1743—1747: в рифовых породах — 0,67%, копроспаритовых — 0,70%, доломитовых — 0,50%. В средней свите содержание $C_{орг}$ резко уменьшается (0,094%), в верхней опять ощущается его увеличение (0,118). В данной свите максимальное содержание наблюдается в интрамикритах (0,43%).

На Шурасане, по данным А. К. Каримова (1972), в интервале 1474—1564 м в породах карбонатной формации $C_{орг}$ практически отсутствует.

На верхнем Мачае в скв. 16 в интервале 17—650 м процент $C_{орг}$ увеличивается сверху вниз — от 0,07 до 1,0%. При этом в разрезе можно выделить несколько специфических горизонтов с разным его содержанием. Так, в интервале 17—62 м в известняках содержание $C_{орг}$ составляет 0,075%, глинистой разности — 0,99%, в интервале 229—461 м в известняках — 0,15—0,20%, в интервале 495—540 м в алеврслитах 0,34—0,41%, в интервале 569—650 м в известковистых глинах 0,60—1,06%.

На площади Западный Майманак, где не развиты рифовые фации, нерастворимая часть карбонатов, в основном состоящая из тонкоотмученного глинистого материала, составляет в среднем 13,0%. Геохимические условия по комплексу проведенных нами исследований здесь умеренные, местами резко восстановительные. Увеличивается в них содержание сульфидной серы и закисного железа, в тяжелой фракции нерастворимой части пород в значительном количестве присутствует пирит. Органическое вещество пород (в инт. 2531—2558 м в глинистых известняках 0,20—0,36%) сильно обогащается органическим углеродом (0,16%) и битумом (до 0,6%). В элементарном составе этих битумов наблюдается увеличение количественного содержания водорода (9,4%), углерода (80,5%), которые по схеме А. К. Каримова можно отнести к качественным нефтематеринским свитам. Но здесь при наличии всех диагностических показателей для нефтематеринских свит отсутствуют продуктивные залежи. Поэтому при выделении категории нефтематеринских пород, как подчеркивает А. М. Акрамходжаев (1965), наряду с геохимическими факторами необходимо учесть и общегеологические. Одним из первостепенных является наличие коллекторских пород. Следовательно, несмотря на хорошее качество нефтематеринских свит пород данной структуры в связи с отсутствием коллекторских пород, они не могли образовать залежи углеводородных флюидов промышленной кондиции.

В структурах, где залежи углеводородных флюидов приурочены к рифовому телу (Каракум, Южный Мубарек и др.), наблюдается рост удельного веса газа, содержания в них гомологов метана, сероводорода, углекислого газа.

В нефтях отмечается уменьшение удельного веса, снижается содержание серы и асфальтено-смолистых веществ, увеличивается концентрация парафина и выход светлых фракций, вскипающих до 300° С.

Здесь рифовые породы наряду с низким содержанием нерастворимой части обладают хорошими коллекторскими свойствами.

Рифообразующий фациальный комплекс обусловил резковосстановительную геохимическую среду в теле рифа с образованием больших порций сульфидов и закисного железа, что дало возможность превращаться содержащемуся в рифе достаточному количеству органического материала в нефтяные углеводороды, так как органический углерод в них колеблется от 0,1 до 2,7%. В среднем в рифах нижней свиты его 0,14%, средней — 0,46%.

В рифовых образованиях верхней свиты формации $S_{орг}$ составляет 0,93—1,05%. Содержание рассеянных битумов достигает 0,32% (табл. 7).

Указанное, как нам кажется, является результатом влияния глубоковосстановительной геохимической среды пород рифовой фации на сингенетичный органогенный субстрат и последующее его преобразование в углеводороды нефтяного ряда. Наличие хороших коллекторских пород в них способствовало миграции и аккумуляции углеводородных флюидов и дало возможность образованию залежей нефти и газа.

Следовательно, рифовые образования, которые отличаются от других карбонатов хорошими литофизическими свойствами, должны расцениваться как более благоприятные для протекания процессов нефтегазообразования и, следовательно, как более благоприятные разновидности карбонатов для поисков залежи нефти и газа.

Образования фации пояса барьерных рифов. Образования, как было отмечено, располагаются на северном, приподнятом крыле Бухарской ступени. Локальные рифовые структуры данного пояса, объединяясь в отдельную цепочку, протягиваются в субширотном направлении и образуют полосу барьерных рифов.

Нижняя свита. Отложения данной свиты в области распространения биостром (Янгиказган, Кимирек) характеризуются относительно высоким содержанием сульфидной серы (0,150%—0,788%) и низким сульфатной — от 0,138 до 0,44% (табл. 8).

В биогермах Карши-Мубарекского района содержания сульфидной серы колеблются от 0,100 до 0,500%. В большинстве случаев оно возрастает до 0,800—0,900%, а в единичных доходит до 1,183%. В указанном районе содержание сульфатной серы варьирует от 0,030 до 0,14%.

В структурах Зекры, Карим, Карачукур, Северный и Южный Мубарек, Каракум, Карактай, Карабаир карбонаты данной свиты характеризуются повышенным содержанием сульфидной серы (в среднем 0,25%).

На морском крыле Карачукурского рифового массива в интервале 1760—1762 м содержание сульфидной серы достигает 0,117%.

Породы, образовавшиеся в сильно восстановительных геохимических условиях, обнаружены на площади Ходжихайрам в интервале 1955—1961 м, где количество сульфидной серы составляет 0,57%; в Каракуме (интервал 2324—2334 м) оно равно 0,692%, в Ташлы (интервал 1896—1900 м) — 0,950%.

Породы барьерных рифов в юго-западных отрогах Гиссара также характеризуются высоким содержанием сульфидной серы. Содержание общей серы в них, как правило, колеблется от 0,3 до 0,1%, редко снижаясь до 0,003—0,004%. В единичных случаях оно возрастает до 2—4%.

Относительная роль сульфидной и сульфатной серы во всех изученных разрезах данной свиты совпадает с изменением процентного содержания в породах рассеянного битума (табл. 7, 8).

Процентное содержание сульфатной серы в породах по мере нарастания их битуминозности снижается. Таким образом, отчетливо устанавливается обратная зависимость между количеством рассеянного в породах карбонатной формации битума и содержанием сульфатной серы. Обогащенность пород

сульфидной серой следует объяснить влиянием восстановительных реакций в среде осадконакопления (Гуляева, 1956), благоприятствующих образованию битумов в породах.

На территории фации пояса барьерных рифов во всех изученных образцах в большинстве случаев содержание закисного железа преобладает над окисным (табл. 8).

Приведенные данные и значительное содержание органического вещества (1,0—4,48%) в породах свиты, постоянное присутствие и доминирующая роль пирита в тяжелой фракции нерастворимой части пород свидетельствуют о существовании восстановительного режима в бассейне в период накопления пород данной свиты.

Подобная геохимическая обстановка особо контрастна в зоне собственно рифовых фаций, где происходит бурный рост рифостроящих организмов. От собственно рифовых фаций в сторону предрифовых восстановительность пород постепенно ослабевает и временами переходит в слабовосстановительную. Далее, в сторону углубления водоема породы свиты становятся резко восстановительными. От рифового остова к зарифовым фациям восстановительность пород по сравнению с предрифовой резко ослабевает и быстро переходит в слабовосстановительную, затем — нейтральную и в некоторых случаях в окислительную.

Такая тенденция локального характера еще более отчетливо вырисовывается и в региональном плане. Так, в составе битумоидов, в биогермах нижней свиты, расположенных в северной и северо-восточной части Карши-Мубарекского района, количество спиртобензольных смол доходит до 15%, асфальтенов — до 25%, в то время как количественное содержание масел в составе битумоидов данной свиты резко снижается и не превышает 20%. Кроме того, в компонентном составе битумоидов, извлеченных из пород нижней свиты указанной территории, резко преобладают спиртобензольные смолы и асфальтены.

Это, по-видимому, связано с постепенным ослабеванием восстановительных геохимических условий среды в период накопления осадков свиты в восточных и северо-восточных частях Карши-Мубарекского поднятия. Наибольшему влиянию указанным процессам подвержены терригенные, глиноземистые образования и карбонаты фации краевого отстойного (лагунного) пояса.

Средняя свита в большинстве структур данного фациального пояса сложена образованиями рифовых, зарифовых и предрифовых фаций.

Оценивая геохимическую обстановку периода седиментации осадков данной свиты, необходимо отметить, что восстановительный режим, охватывающий на юге большую часть предрифовой фации, на северо-востоке и северо-западе рифовую и затем лагунные фации (рис. 36, 37, 38), часто сменялся окислительным. Это подтверждается высоким содержанием сульфидной серы (0,798—1,187%) и закисного железа (0,118—0,280) в районах Сарыташ, Зекры, Каракум, Ташлы и др. с одновременным резким снижением содержания сульфатной серы (0,117) и окисного железа (0,0017%). В структурах, расположенных в районе фации краевого отстойного пояса (Аузбай, Даутепе, Кызылрабат, Майдаджой), наблюдается обратное соотношение: сульфатная сера и окисное железо преобладает над сульфидной серой и закисным железом (табл. 8). Все эти данные полностью отрицают заключение А. Х. Нугманова (1965, 1972) о существовании восстановительных условий в период образования пород карбонатной формации на площади Кызылрабат, Байбурак и Раимсуфи.

Содержание общего органического вещества в породах средней свиты колеблется в пределах 0,03—4,46%, причем основная масса его сосредото-

точена в образованиях рифового комплекса. В породах предрифовой и зарифовой фации по сравнению с остовом рифа количество ОВ несколько снижается (до 0,5, редко до 0,8%).

Наибольшая концентрация $C_{орг}$ отмечена в структурах Кемачи, Зекры, Ходжихайрам, Каракум, Адамташ, Ходжиипак, Карачагата, Кугитанг, Гаурдак (до 4,0). В остальных содержание его не превышает 1,0%.

Гуминовые кислоты в составе карбонатов на площадях Янгиказган, Кемачи, Зекры, Южный Мубарек, Ходжихайрам, Каракум, Карактай, Ходжиипак, Карачагата, Кугитанг, Гаурдак, Хатак содержатся в незначительных количествах, или отсутствуют полностью, за исключением площади Сарыташ (до 0,004%), Караулбазар (до 0,002), Джаркак (до 0,004%), Северный Мубарек (до 0,002%).

Содержание битумоидов в составе ОВ в районе фации пояса барьерных рифов в основном колеблется от 10 до 50%, увеличиваясь в отдельных интервалах до 87—90%. Элементарный состав битумоидов свиты: углерод (75—85%), водород (9—12%), гетероэлементы (7—9%). В групповом составе содержание масел достигает 70—75%. Все это дает основание полагать, что геохимическая обстановка в период накопления пород данной свиты в разных частях рассматриваемого фациального пояса была неодинаковой. В местах развития рифовых структур она имела резковосстановительную обстановку, а с переходом в зарифовые и далее лагунные образования постепенно сменялась окислительной.

Верхняя свита сложена темно-серыми, реже коричневатыми известняками. Карбонаты рифового генезиса на многих структурах исследованной территории либо отсутствуют, либо состоят из малоомощных, часто линзовидных биостромов. На северо-западе района последние сменяются породами зарифовой фации, далее в указанном направлении они замещаются сильно доломитизированными пелитоморфными известняками.

Геохимические условия в период накопления пород верхней свиты были такими же как и в нижней, но и здесь они являлись, в основном, умеренно восстановительными и лишь в отдельных случаях окислительными.

Максимальные значения $C_{орг}$ и битума в породах приурочены к разрезам Кемачи, Зекры, Южный Мубарек, Ходжихайрам, Каракум, Карабаир, Ходжиипак, Карачагата, Кугитанг, Гаурдак. В указанных структурах содержание гуминовых кислот ничтожно или они совсем отсутствуют.

В структурах, где развиты рифы, сульфидная сера и закисное железо преобладают над сульфатной серой и окисным железом. В рифах органический углерод и битум в составе ОВ резко увеличивается, а в породах предрифовой и зарифовой фации содержание их падает.

Подводя итог вышесказанному, следует отметить, что на территории фации пояса барьерных рифов, где развиты рифовые фации, геохимические условия по комплексу проведенных исследований резковосстановительные. Увеличивается в них содержание сульфидной серы и закисного железа. В тяжелой фракции нерастворимой части пород всегда присутствует в значительном количестве пирит, за исключением конечной фазы цикла, где в составе терригенного материала в большинстве случаев имеются включения окиси железа и алюминия.

Органическое вещество пород обогащается большим количеством органического углерода и битума, содержание гуминовых кислот незначительное. В составе битума резко повышается содержание масляной фракции с заметным уменьшением спиртобензолных смол и асфальтенов.

В структурах, где залежи углеводородных флюидов приурочены к рифовому телу (Северный и Южный Мубарек, Каракум и др.) наблюдается рост удельного веса газа, содержание в них гомологов метана. Удельный вес нефтей уменьшается, снижается содержание асфальтеново-смолистых

веществ, увеличивается концентрация парафина, повышается выход светлых фракций, вскипающих при 300° С.

Это, по-видимому, является результатом влияния глубоковосстановительной геохимической среды пород рифовой фации на сингенетичный органогенный субстрат и последующее его преобразование в углеводороды нефтяного ряда.

Отложения фации пояса межрифовых отстойно-иловых образований расположены между поясами барьерных и одиночных атолловых рифов.

Геохимические особенности образования этого фациального пояса охарактеризованы материалами двух скважин (скв. 1, 2), пробуренных на площади Западный Майманак. Разрез карбонатной формации в указанных скважинах представлен различными генетическими типами карбонатов. В их состав входят микрозернистые, пелитоморфные глинистые известняки, оолиты, обломочные и органогенные известняки, сцементированные карбонатным материалом и редко доломитом.

Отличительным признаком пород данного фациального пояса является отсутствие более значительных мощностей рифовых сооружений, максимальная насыщенность карбонатов тонкоотмученной илистой фракцией, состоящая главным образом из гидрослюды, тонкослоистость, битуминозность, пиритизация, темный цвет, малая мощность и пелитоморфность.

Породы нижней свиты характеризуются наличием больших мощностей пелитоморфных известняков. Коэффициент солёности этих пород по содержанию в них окиси натрия колеблется от 0,002 до 1,0, содержание сульфидной серы составляет 0,56%, сульфатной — 0,086%, закисного железа — 0,575%, окисное железо в большинстве образцов не обнаружено.

В данном фациальном поясе вышеприведенные значения характеризуют геохимические условия накопления пород как резко восстановительные в условиях морского водоема нормальной солёности. В тяжелой фракции нерастворимой части, как и в поясе барьерных рифов, в значительном количестве присутствует пирит.

Содержание ОВ в породах составляет от 0,04 до 1,36% (в среднем 0,31%). Органический углерод колеблется в пределах 0,011—0,55, битум 0,016—0,07%. Содержание гуминовых кислот незначительное: от нуля до 0,004%. В элементарном составе битума углерод колеблется от 77,36 до 80,4%, водород — от 9,47 до 10,9%, нерастворимый остаток от 7,0 до 46,0% (табл. 19).

Таблица 19

Химико-битуминологическая характеристика фации пояса межрифовых отстойно-иловых образований (Зап. Майманак, скв. 2)

Свита	Интервал	Нераств. остат., %	ОВ в породе, %	Сорг. в породе, %	Гумин. кислоты в породе, %	Битум в породе, %	Элементарный состав битума, %			C/H	Атомарное		Лям. X6/C6
							C	H	O+N+S		C/H	O+N+S/C	
XVa	2416	12,4	0,31	0,13	0,00049	0,07	—	—	—	—	—	—	0,02/0,02
	2531 — 2533	13,8	0,278	—	—	0,021	79,54	10,0	10,46	7,9	1,51	0,099	0,01/0,02
XVI	2540 — 2546	13,3	0,27	0,16	0,0018	0,060	—	—	—	—	—	—	0,01/0,01
	2555 — 2558	20,8	0,36	—	—	0,063	80,33	9,48	10,19	8,5	1,42	0,095	0,02/0,02

В средней и верхней свитах геохимические показатели в породах почти такие же, как и в нижней свите, за исключением отдельных интервалов и пластов. В кровле каждой свиты прослеживаются глинистые пропластки. Все это, по-видимому, связано с влиянием кратковременных субаэральных

перерывов, происходивших в конце регрессивных фаз каждого цикла в зоне мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций краевого отстойного пояса.

Таким образом, исходя из вышеприведенных геохимических данных пород с учетом их значительного погружения в геологическом этапе, следовало бы, по схеме, предложенной А. К. Каримовым (1968—1970), отнести эти породы к категории высококачественных нефтематеринских. Но в этих секциях пояса, несмотря на их благоприятные химико-битуминологические качества, не образовались скопления углеводородов, отвечающие промышленным кондициям. Это связано, по нашему мнению, с увеличением в данном поясе глинистости карбонатов, которые резко снижают их коллекторские свойства и ведут к ухудшению нефтеотдачи пластов, что прямо отражается на их генетическом потенциале продуктивности. Если учесть отсутствие в них (особенно в осевой части данного фациального пояса) хороших коллекторских пород, то наше заключение полностью совпадает с мнением А. М. Акрамходжаева (1966, 1971).

Фации пояса атолловых и одиночных рифов занимают территорию Амударьинской зоны поднятий Бешкентского прогиба, юго-западных отрогов Гиссара, Сурхандарьинского прогиба, Кафирниганской антиклинальной зоны, протягивается до западной половины Кулябского прогиба и постепенно на юге уходит в пределы Афганистана (рис. 36, 37, 38, 2).

Рассматриваемый фациальный пояс по сочетанию выделенных петрографических и биогенетических типов пород распадается на две литофациальные зоны: зону биогермных рифов, которая прослеживается от Хаузака до Южно-Таджикской депрессии в виде атолловых и одиночных рифов; зону биостромных рифов, которая приурочена к районам Алат, Кандым, Кульбешкак и Даяхатын.

Южный склон рассматриваемого фациального пояса омывался водами открытого океана, где образовались мощные обломочные известняки с ясно-кристаллическим светлым кальцитом. В северной части обломочные известняки сцементированы пелитоморфным илистым карбонатом.

Фактический материал по центральной части атолловых рифов отсутствует, однако литолого-петрографические исследования керн нескольких скважин (скв. 4, пробуренная в юго-восточной части Денгизкульской и скв. 18 и 19, заложенные в юго-западной части Уртабулакской структур) свидетельствуют о близости состава пород разреза этих скважин с образованиями лагун. В их разрезах преобладают в основном тонкоотмученные фракции глинистого материала с отпечатками мангровых зарослей и частыми, иногда крупными гнездами ангидрита и пирита. Карбонаты в них представлены главным образом пелитоморфными, тонкозернистыми, темно-серыми, часто черными разностями. Грубообломочные карбонатные породы в них почти отсутствуют.

Карбонатные накопления верхней юры рассматриваемого фациального пояса, в которых известны промышленные залежи углеводородных флюидов, привлекают все большее внимание исследователей в связи с необходимостью дальнейшего выяснения перспектив их нефтегазоносности. Если рассматривать возникновение битумов нефтяного ряда как один из этапов преобразования исходного органического вещества, то особое внимание следует уделить оценке физико-химической среды, направляющей этот процесс по пути восстановления и образования углеводородов.

Следует отметить, что в местах разития пород фации атолловых и одиночных рифов, геохимические условия по комплексу проведенных нами исследований характеризуются своей восстановительностью. Увеличивается в них количество сульфидной серы и закисного железа. Среднее

Изменение физико-химических показателей неуглеводородных компонентов в газлах, заключенных в карбонатной формации верхней юры (по данным сектора геохимии нефти и газа ИГИРНИГМа)

Площадь	Но- мер скв.	Гори- зонт	Интервал	Содержание, %			Тип известняка
				H ₂ S	CO ₂	NC ₂	
Уртабу- лак	18	XV	2358—2366	275	6,66	0,05	Риф водорослевый
			2358—2376	4,29	0,46	3,87	Строматолитовый
			2375—2386	3,77	3,63	0,48	Сине-зеленый
			2386—2401	6,4	4,85	1,3	Риф мшанковый
			2418—2460	5,53	3,96	0,5	Риф коралловый
	13	XV	2523—2542	0,31	1,35	0,2	доломит
			2518—2543	2,6	0,9	2,88	Риф водорослевый, строматолитовый
Денгиз- куль	5	XV	2346—2372	1,89	2,7	1,31	Риф строматолито- вый
	4	XV	2404—2418 2472—2479	4,67 Н/об.	3,37 6,73	0,3 3,04	Риф водорослевый Микрит мелкозер- нистый, сильно песчанистый
Мехеджан	2	XV	2316—2376	4,6	4,5	1,45	Риф коралловый
	1	XVI	2710—2739	3,86	5,43	0,18	Риф водорослевый, строматолитовый.
Хаузак	1	XV	2339—2350	0,12	4,68	3,94	Микрит
			2460—2469	Сл.	6,05	0,98	Микрит слабо до- ломитизированный
Култак	1	XV	2935	Сл.	3,7	1,8	
	3	XV	2921—2930	Сл.	4,93	6,87	
	5	XV	2666—3066	Сл. 0,07	1,96—4,57	0,14—1,03	
	8	XV	2962—2958	Сл.	2,6	0,61	
	10	XV	3023—3100	Сл. 0,01	0,61—3,61	0,75—1,14	
	11	XV	3005—3060	Сл.	2,65—3,28	0,46—1,16	
	21	XVa	3013—3017	Сл.	0,46	0,06	
23	XVa	3012—3024	Сл.	3,21	0,65	Интрамикрит, плохоокатанный	

содержание сульфидной серы в породах фации пояса атолловых и одиночных рифов колеблется в довольно широких пределах — от 0,033 до 1,640%. Максимальные количества сульфидной серы приурочены к породам атолловых рифов, покоящихся на Денгизкульском, Култакском выступях. На площади Уртабулак содержание сульфидной серы в среднем составляет 0,286%, в отдельных рифовых образованиях оно доходит до 2,847%, а сульфатной — 0,091%. В Денгизкульской структуре содержание сульфидной серы 0,30%, сульфатной 0,092%. Аналогичные содержания сульфидной серы по отношению к сульфатной встречаются и на площадях Хаузак, Самантепе, Мехеджан, Зеварды, Култак, Айзоват, Памук.

На территории юго-западных отрогов Гиссара (Ходжиипак, Кара-чагата) породы представлены главным образом микритами, обломочными известняками, оолитами, копролитами, доломитами с включениями мшанок, кораллов и водорослей.

Данные отложения характеризуются повышенным содержанием сульфидной серы (более 60% от общей серы).

На площади Хатак при повышенных количествах сульфидной серы, особенно в верхней свите (70% от содержания общей серы) насыщенность пород битумами низкая. Подобные соотношения являются аномальными, поскольку накопления органического вещества и формирование сульфидных соединений серы — сопряженный процесс обусловленный седимента-

дией и продуктивностью вод бассейна (Гуляева, Завьялова, Поделько, 1961). Такие аномальные соотношения между битуминозностью и содержанием сульфидных форм серы мы объясняем наложенным влиянием гидротермальных сероводородных растворов на породы (Арифджанов, Демидова, 1962).

Сероводородные воды гидротермального происхождения, восстанавливая окисное железо, несомненно, способствовали накоплению сульфидов. Это подтверждается тем, что в породах Хатакского разреза часто встречаются желваки, иногда даже небольшие линзы пирита, что, по-видимому, связано со вторичной пиритизацией. Проявление гидротермальных ртуть-полиметаллических процессов в Кугитангтау отмечали В. Н. Вебер (1913), А. В. Данов (1928), А. В. Королев (1947), С. Т. Бадалов (1960), К. К. Карабаев (1961).

Большинство газов верхнеюрских карбонатных отложений (Самантепе, Уртабулак, Денгизкуль и др.) имеют относительно повышенное содержание кислых компонентов (углекислый газ, сероводород), что часто связано с карбонатным характером вмещающих отложений (Старобинец, Чапала, 1969). Однако степень насыщенности газов верхнеюрских карбонатных отложений сероводородом неодинакова. Установлено увеличение сероводорода в газах, по данным Д. Сираждинова (1972), в зоне рифовых образований, перекрытых мощной соленосной толщей. Содержание сероводорода на площади Уртабулак (скв. 18) увеличивается в зоне рифовых массивов. Например, в интервале 2375—2379 м риф представлен строматолитовыми и сине-зелеными водорослями. Здесь содержание сероводорода в газах колеблется от 2,75 до 4,08%. Там, где риф представлен шестилучевыми кораллами и мшанками, содержание сероводорода увеличивается до 5,5, иногда до 6,4%. В доломитах сероводород резко уменьшается от 0,31 до 0,81% (табл. 20). Увеличение содержания сероводорода в рифовых образованиях наблюдается также на площади Денгизкуль. В скв. 5 в рифовых образованиях количество сероводорода колеблется от 3,01 до 6,02%. Аналогичная картина наблюдается в рифовых постройках на площади Мехеджан.

В пелитоморфных разностях карбонатов структуры Хаузак (скв. 1), Култак (скв. 1, 3, 5, 10, 11, 29) содержание сероводорода резко снижается (от 0,25 до 0,01%), в большинстве случаев в карбонатах сероводород вообще отсутствует (табл. 20).

Максимальное содержание сероводорода связывается, в основном, с породами рифового генезиса. Следует отметить, что в коралловых и мшанковых их разностях сероводорода всегда больше, чем в их водорослевых разностях. Некоторые исследователи увеличение количественного содержания сероводорода в породах рифового генезиса связывают с их хорошими емкостными и фильтрационными свойствами. Анализ содержания сероводородов в доломитах равнозначных по литофизическим свойствам рифовых образований показывает, что в них сероводород содержится в минимальном количестве (табл. 20). Указанное служит убедительным примером отсутствия связи сероводорода с пористыми карбонатными породами, хотя в плотных карбонатах снижается процентное содержание сероводорода (Хаузак, скв. 1, Култак скв. 1, 3, 5, 11, 29).

Исходя из указанных примеров, генезис сероводорода мы связываем с породами рифового происхождения. Здесь следует отметить, что в рифах зоогенного генезиса количественное содержание сероводорода всегда больше, чем в их фитогенных разностях. В пределах рассматриваемого фациального пояса, как и в фации пояса барьерных рифов, содержание общей серы меняется параллельно изменению содержания в породе рассеянного битума. Образцы с низким содержанием общей серы характеризуются малым коли-

чеством битумов. Например, на площади Уртабулак в нижней свите общей серы 0,377%, хороформного битума 0,031%. В средней свите общей серы 0,501%, хороформного битума 0,133%, а в верхней свите общей серы 1,154%, хлороформного битума 0,254%.

Процентное содержание сульфатной серы в породах по мере нарастания их битуминозности снижается. Следовательно, наблюдается обратная зависимость между количеством рассеянного в породах карбонатной формации битума и содержанием сульфатной серы. Изменение процентного содержания сульфатной и сульфидной серы во всех изученных разрезах рассматриваемого фациального пояса совпадает с изменением процентного содержания в породах рассеянного битума. Процент сульфатной серы в породах по мере нарастания их битуминозности снижается, а содержание сульфидной серы увеличивается. Таким образом, отчетливо устанавливается обратная зависимость между количеством рассеянного в породах карбонатной формации битума и содержанием сульфатной серы. Такое соотношение следует объяснить тем, что увеличение сульфидной серы и одновременное резкое снижение сульфатной отражает определяющее значение восстановительных реакций в среде осадконакопления (Гуляева, 1956), которая благоприятствует образованию и захоронению битумов в породах и исключает возможность формирования сульфатных соединений серы.

Изучение органического вещества в карбонатных породах показало, что его содержание колеблется от 0,3 до 1,4% (в среднем 0,75%), за исключением лагунной части атолловых рифов (Уртабулак, скв. 18 и 19, Денгизкуль, скв. 4), где в породах уменьшается содержание органического углерода. Здесь геохимическая обстановка в период накопления осадков средней и особенно верхней свиты характеризовалась своей окисленностью. Это подтверждает повышенное содержание в них сульфатной серы и гуминовых кислот в составе органического вещества.

В составе органического вещества пород органогенных построек фациального пояса атолловых и одиночных рифов повсеместно резко преобладают битумоиды над гуминовыми кислотами, которые часто вообще отсутствуют.

Таким образом, выполненные геохимические и битуминологические исследования пород келловей-оксфорда рассматриваемого фациального пояса позволили выявить специфику геохимической среды их накопления, последовательность в смене окислительно-восстановительных обстановок, установить горизонтальную и вертикальную зональность.

Зональность в размещении форм серы и железа органического вещества — характерная особенность карбонатной формации данного фациального пояса. В его пределах по перечисленным показателям породы, слагающие разрезы келловей-оксфорда, формировались в резковосстановительной, восстановительной и частично в нейтральной геохимической среде. Поэтому более определенно можно наметить положение в толще изученной формации данного фациального пояса сингенетично нефтематеринских пород. К их числу следует отнести породы рифового генезиса, поскольку именно они выделяются своей высокой восстановительностью и максимальной обогащенностью органическим веществом. Превращение органического вещества, заключенного в породах рифовых фаций, в нефтяные углеводороды, происходило в условиях резковосстановительной обстановки в морском водоеме.

Для уточнения этого положения приведем данные определения рассеянных углеводородов в породах этих горизонтов (Амирханов, Арифджанов, Касымов, 1966). Количество и характер распределения углеводородов, по общему признанию, важный показатель нефтематеринских образований (Акрамходжаев, Амирханов, Алаутудинов, 1963; Брей, Эванс, 1962; Вассоевич, 1955; Двали, 1963; Леверсен, 1958). Углеводороды выделены

путем прямого термического воздействия на пробу, а количественный показатель определен измерением интенсивности масс на масс-спектрометре (Акрамходжаев, Амирханов, Алаутдинов, 1963).

Результаты анализа показывают, что объем углеводородов, выделенных из известняков нижней и верхней свит, составляет соответственно 3,87 и 0,99 Нсм³/г. Различная насыщенность пород углеводородами отражает, вероятно, неоднородность исходного органического материала, так как выявляется определенная зависимость выхода углеводорода от температуры прогрева и различий в материале самих известняков. В известняках нижней свиты выход углеводорода в интервале температур 0—250° С практически не наблюдается (табл. 21). Выделяться углеводород начинает при 350° С. При этой температуре общий объем выделяющихся углеводородов составляет 0,02 Нсм³/г, причем фиксируется наличие метана, этана, пропана, бутана. Дальнейшее повышение температуры сопровождается увеличением количества отделяющихся от породы углеводородов и максимум этого процесса наблюдается при 1000° С. В таком же порядке выделяются СО₂ и СО.

Таблица 21
Объем углеводородов, выделенных из карбонатов
келловей-оксфорда

Температура нагрева, С	Общий объем выделенных углевод., Нсм ³ /г	СН ₄	С ₂ Н ₆	С ₃ Н ₈	С ₄ Н ₁₀ высокомолекулярных	СО ₂	СО
Объем углеводородов СО ₂ и СО, выделенных при нагреве известняка из нижней свиты, Нсм ³ /г							
200	—	—	—	—	—	0,17	0,02
250	—	—	—	—	—	0,61	0,06
350	0,020	0,005	0,005	0,002	0,008	1,30	0,11
450	0,03	0,03	—	—	—	7,80	0,84
600	0,46	0,16	0,14	0,16	—	9,90	1,38
800	0,11	0,08	0,44	0,69	—	29,50	4,52
1000	1,90	0,81	0,71	0,30	0,08	43,50	7,42
1500	0,36	—	0,17	0,19	—	24,0	4,90
Объем углеводородов СО ₂ и СО, выделенных при нагреве известняка из верхней свиты, Н см ³ /г							
200	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
250	0,03	0,001	0,010	0,012	0,007	0,01	Сл.
350	0,03	0,001	0,007	0,020	0,002	0,72	0,28
450	0,10	0,020	0,055	0,025	—	2,20	0,64
600	0,40	0,10	0,17	0,13	—	9,72	1,35
800	0,10	—	—	0,10	—	7,50	4,50
1000	0,23	0,03	0,14	0,06	—	7,80	5,40
1200	0,10	—	0,10	—	—	9,70	7,80

В известняках верхней свиты последовательность выхода углеводородов иная (табл. 21). В них при температуре 0—250° С наблюдается осязательное содержание метана, этана, пропана, бутана, СО₂ и СО. Общий объем этих углеводородов составляет 0,03Нсм³/г. Начиная с 350° С увеличивается общее количество выделяющихся углеводородов, максимум наблюдается при температуре 600° С. При дальнейшем повышении температуры содержание выделяющихся углеводородов падает, но при 1000° вновь несколько повышается. Максимум СО фиксируется при 1200° С, а СО₂ — при 600 и 1200° С. Таким образом, известняки верхней и нижней свит резко отличаются друг от друга, как по общему количеству углеводорода, так и по характеру их

выхода в зависимости от температуры нагрева пород. По-видимому, это имеет большое значение для выявления генезиса органических соединений, находящихся в составе осадочных пород.

Известно (Чичибабин, 1954), что температура кипения и разложения органического вещества зависит от их строения и молекулярного веса. Например, углеводород с четным количеством углерода закипает при более высокой температуре кипения, чем с нечетным. Низкими температурами кипения характеризуются и органические соединения с малым молекулярным весом. Отсюда можно заключить, что углеводороды верхней и нижней свит являются продуктами разложения различного по качеству первичного органического вещества.

В связи с тем, что породы нижней свиты обогащены преимущественно рифовыми образованиями фитогенного генезиса, а породы верхней свиты —

Таблица 22

Содержание металлопорфириновых комплексов в верхнеюрских нефтях Западного и Южного Узбекистана

Структура	Горизонт	Содержание металлопорфиринов, (мг) на 100 г нефти		Содержание, %		Порфирин V/Fe	Исходная нефтеобразующая органика
		V-порфирин	Fe-порфирин	V-порфирин	Fe-порфирин		
Акджар	XV	5,810	0,410	93,56	6,44	14,50	Преобладает фитобиоценоз
	XVI	3,590	1,540	70,10	29,90	3,35	Смешанная с преобладанием фитобиоценоз
Карактай	XVa	3,930	Сл. (0,01)	99,50	0,25	3,99	Преимущественно фитобиоценоз
	XVa	3,570	0,430	89,30	10,70	8,31	Преобладает фитобиоценоз
Карабанд	XV	1,890	Сл. (0,01)	99,50	0,50	199	Преимущественно фитобиоценоз
	XVa	1,870	0,480	79,6	20,4	3,9	Смеш. с преобл. фитобиоценоз.
Сев. Мубарек	XVa	0,370	0,653	36,46	63,54	0,5	Преобладает зообиоценоз
Юж. Мубарек	XVa	Сл. (0,01)	0,652	1,50	98,50	0,015	Преобладает зообиоценоз
Ходжихайрам	XVa	6,000	0,288	95,40	4,60	20,73	Преобладает фитобиоценоз
Майдаджой	XVa	3,090	Сл. (0,01)	99,68	0,32	111,5	Преимущественно фитобиоценоз
Байбурак	XVa	Сл. (0,01)	0				Преобладает фитобиоценоз
Ташлы	XVI	1,74	0				Смешанная с преобладанием фитобиоценоз.

рифовыми образованиями зоогенного генезиса, можно предположить, что углеводороды, заключенные в породах верхней свиты, являются продуктом разложения органического вещества животного происхождения, а углеводороды нижней свиты — растительного. Это подтверждается и результатами исследования металлопорфириновых комплексов (Касымов, 1963). Металлопорфириновые комплексы нефтей из разных продуктивных горизонтов карбонатной формации по месторождениям Западного и Южного Узбекистана неодинаковы (табл. 22). Различия отражают соотношения между

содержанием в породах свит животного и растительного материала в общей массе органических остатков, а также специфичность условий их преобразований. Важный показатель этих различий — отношение ванадиево-порфиринового комплекса к железо-порфириновому. Увеличение ванадиево-порфиринового комплекса и уменьшение железо-порфиринового в нефтях продуктивных пластов нижней свиты свидетельствует о решающей роли растительного материала в общей массе исходного органического вещества. Увеличение же железа порфиринового комплекса в нефтях из продуктивных пластов верхней свиты указывает на преобладание животного материала.

Приведенные данные позволяют более определенно предполагать наличие нефтематеринских свит в карбонатной формации. Более того, выясняется их приуроченность к определенным частям разреза, характеризующимся своеобразным геохимическим и литолого-петрографическим показателями.

Связь металлопорфириновых комплексов нефтей келловей-оксфорда с продуктами животного и растительного происхождения несомненна, так как рифовые образования в нижней свите рассматриваемого фациального пояса в основном состоят из водорослей (строматолитов, багряных и сине-зеленых). В верхней части разреза основными рифообразующими организмами являются кораллы, строматопороидеи и мшанки. Водоросли здесь имеют подчиненное значение.

В юго-западных отрогах Гиссара, где больше развита органика зоогенного характера, наблюдается резкое увеличение хлороформной экстракции битума в породах и, наоборот, в структурах, приуроченных к северо-западным районам, в нижней части разреза, где основным рифообразующим комплексом является фитоценоз, обнаруживается повышенное содержание спиртобензольной экстракции битума. Подобная тенденция, по всей вероятности, связана с исходной нефтегазообразующей органикой пород рифовых фаций этих районов, которые являются основными источниками углеводородных флюидов.

Все это, а также глубокое погружение карбонатной формации в ходе устойчивого прогибания на протяжении длительного этапа (Бабаев, 1959, 1966) и наличие хороших коллекторских пород говорит о присутствии всех необходимых условий в них для накопления органики и перехода ее в углеводороды.

Как показывают наши подсчеты, в начале палеогенового седиментогенеза породы исследованной формации I и II фациальных поясов, выделенных на территории Бухарской зоны поднятий, в ходе устойчивого прогибания погружались от одной до двух тысяч метров, в результате чего III и IV фациальные пояса, развитые на территории Амударьинской зоны поднятия и по сравнению с предыдущими фациальными поясами опустились еще глубже (до трех и более тысяч метров).

Следует отметить, что в оценке оптимальных глубин, на которые должны быть погружены породы нефтематеринских свит для того, чтобы преобразоваться в нефтегазопроизводящие, как указывает А. М. Акрамходжаев (1972), они несомненно должны пережить биохимический этап и этап термодинамического распада органического вещества.

Первый этап охватывает биохимическую стадию преобразования органического вещества, сопровождающуюся первоначальным его разложением, приводящим к образованию углеводородов, преимущественно метанового состава, с одной стороны, и высокомолекулярных (от C_{16} до C_{31}) углеводородов — с другой, и превращением исходной органики в устойчивые органические соединения.

Второй этап преобразования органического вещества и образования сорбированных в нем углеводов связан с дальнейшей стадией диагенеза и начальным этапом катагенеза.

На данном этапе углеводороды, сорбированные в органическом веществе, слагаются, как указывает А. М. Акрамходжаев, из унаследованных непосредственно от живой материи и органического вещества осадков и углеводородов, образованных в процессе диагенеза и начального катагенеза при воздействии термодинамических факторов и каталитической роли алюмосиликатов и других катализаторов.

Этот этап превращения органического вещества и образования нефтяных углеводородов в остаточном органическом веществе следует назвать (Акрамходжаев, 1972) подготовительным этапом нефтегазообразования, создающим первый источник нефтяных углеводородов. В этом этапе нефтегазообразование заканчивается приблизительно в низах начального катагенеза (на глубине 1200—1500 м). В этот момент начинается процесс десорбции и как следствие его — эмиграция нефтегазовых углеводородов, и вот тут при наличии ловушек формируются залежи нефти и газа (Акрамходжаев, 1971).

Второй источник образования углеводородов, как отмечает А. М. Акрамходжаев, связан с процессом глубинной деструкции — распадом органического вещества и бурным новообразованием углеводородов преимущественно под активным действием термокаталитических факторов на сравнительно больших глубинах — около 2000—3000 м и более.

В обоих случаях, как указывает вышеназванный автор, нефтегазообразование происходит в результате разложения исходного органического вещества, но в первом он протекает в стадию сингенеза, диагенеза и начального катагенеза, и здесь определяющими факторами являются биохимические и низкотемпературные (не выше 50° С).

Следовательно, органические вещества, заключенные в породах рифового генезиса рассмотренных фациальных поясов, претерпели все выделенные А. М. Акрамходжаевым этапы превращения органического углерода в нефтяные углеводороды.

В последние годы за рубежом развивается направление, сторонники которого рассматривают в качестве нефтематеринских пород карбонаты рифового происхождения. Повышенный интерес к рифовым фациям и условиям их нефтегазоносности, как подчеркивают И. О. Брод, В. Г. Левенсон (1955), вызван интенсивной разработкой ряда богатейших скоплений нефти и открытием новых месторождений, связанных с карбонатами рифового генезиса.

Карбонатные горизонты на Ближнем Востоке представлены известняками и мелом, по возрасту относящимися к интервалу от среднего мела до олигоцена и развитыми в Ираке, Иране и Юго-Восточной Турции, нефтегазоносность приурочена к связанным с этими породами рифовым отложениям и трещиноватым известнякам (Бейкер, Хансон, 1952). Нефтяные поля Юго-Запада Ирана приурочены к фациям верхнеасмарских известняков, нефть которых, как предполагается, имеет местное происхождение. Мощность формации 200—500 м, в большей части известняки имеют характер рифовых отложений. Как миоценовые, так и олигоценовые горизонты формации Асмара обогащены органическим веществом. Другой пример ближневосточного нефтяного поля с карбонатными производящими породами — район Керкудук в Северном Ираке протяженностью 60 миль и запасами нефти миллиард баррелей (Дунингтон, 1958). Здесь нефтеносные коллекторы представлены рифовыми известняками среднеэоценового возраста. Нефтеносные горизонты перекрываются известняками и пластами соли и подстилаются мощной толщей известняков и мергелей.

Таким образом, ассоциации карбонатных пород с определенными скоплениями нефти приурочены к рифовым телам, которые позволяют считать, что рифовые известняки благоприятны для образования и накопления углеводородных флюидов.

Многие исследователи (Брод, Левенсон, 1955) обосновывают значение рифовых известняков как возможных нефтепроизводящих отложений. Т. А. Линк (Link, 1951) — представитель той группы геологов-нефтяников, которые считают нефтематеринскими сами породы рифов.

Мнение вышеназванных авторов и наш фактический материал дают основание полагать, что породы рифовых фаций келловей-оксфорда исследованной территории несомненно являются генераторами углеводородных флюидов и отвечают всем требованиям, предъявляемым к нефтематеринским и нефтегазопроизводящим породам.

Основная часть карбонатных пород келловей-оксфорда исследованного региона несомненно имеет свойство нефтематеринских пород, но по их петрогенетическим, биогенетическим, битуминологическим и литофизическим свойствам они неодинаково отвечают требованиям, предъявляемым к нефтегазопроизводящим породам.

Породы фациальных поясов барьерных, атолловых и одиночных рифов в связи с минимальным содержанием в них глинистой примеси и наличием хороших емкостных и фильтрационных свойств отвечают всем требованиям как нефтематеринских, так и нефтегазопроизводящих пород. В связи с этим, образование фациальных поясов, особенно их секций, сложенных рифовыми образованиями, можно отнести к категории высококачественных нефтепроизводящих пород.

Подводя итог вышесказанному, следует отметить, что карбонатные образования келловей-оксфорда исследованной территории по их геохимическим, битуминологическим признакам и вещественному составу подразделяются на три категории пород: малоперспективные, перспективные, высокоперспективные.

Территория исследованного нами региона по перспективности земель разделена на зоны распространения литологически экранированных залежей; зоны распространения массивных залежей, связанных с рифовыми образованиями (рис. 4). Первая зона соответствует территории распространения фации краевого отстойного лагунного пояса, вторая — району распространения фации пояса барьерных, атолловых и одиночных рифов. Следует отметить, что в зонах развития массивных залежей, связанных с рифовыми образованиями, судя по геохимическим показателям этих пород, наряду с эпигенетическими углеводородами имеются и сингенетичные их разности. Предположение, что превращение органического вещества в нефтяные углеводороды происходило именно в рифовых фациях, в условиях резковосстановительной среды, хорошо объясняется их повышенной продуктивностью. Кроме указанных геолого-геохимических факторов, породы рифовых фаций обладают еще и хорошими емкостными и фильтрационными свойствами, что дает возможность считать их также коллекторами-резервуарами для скопления нефти и природного газа.

Территория, охватывающая породы данной зоны, является несомненно первоочередным объектом для поиска и разведки определенных залежей нефти и газа.

В зоне распространения литологически экранированных залежей углеводородные флюиды в основном концентрируются в районах развития карстования и занимают главным образом зону мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций. Кроме того, в областях распространения дельтовых образований палеорек возможно наличие рукавообразных, шнурковых залежей типа Майкопского месторождения в Азербайджане.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На рассматриваемой территории келловей-оксфорду соответствует толща карбонатных пород, сложенная различными генетическими типами известняков и в меньшей степени доломитов, возникших в неодинаковых фашиально-геохимических условиях.

Анализ имеющегося фактического материала, опирающийся в первую очередь на всестороннее и детальное изучение вещественного состава пород карбонатной формации на территории рассматриваемого региона, позволил выделить в ее разрезе комплексы пород, отражающие эволюцию истории карбонатного седиментогенеза в келловей-оксфордское время. Эти комплексы сложены определенным набором пород и, ритмически чередуясь в каждой свите, образуют три самостоятельных цикла карбонатного седиментогенеза. Выделенные циклы соответствуют объемам трех свит, из которых состоит карбонатная формация верхней юры. Эти циклы прослеживаются на всей территории региона, как в пределах одного структурно-фашиального пояса, так и в разных зонах, что свидетельствует о единстве процессов, обусловивших смену трансгрессивных и регрессивных фаз циклов в истории карбонатного породообразования в течение келловей-оксфорда.

Каждый цикл складывается из пород, накапливавшихся при трансгрессивной и регрессивной стадиях развития бассейна. Анализ мощностей пород, соответствующих трансгрессивным и регрессивным фазам развития бассейна, показывает, что в каждом цикле наблюдается увеличение мощности регрессивной части и редуцирования трансгрессивной. Оказалось, что рифовые сооружения располагаются в объеме пород, сформировавшихся в регрессивную стадию развития цикла.

По пространственному распределению определенных петрографических и биогенетических групп карбонатов на территории исследованной части келловей-оксфордского палеоводоёма выделены фашиальные пояса.

Фашии краевого отстойного (лагунного) пояса сложены ритмично-слоистыми карбонатными и терригенными породами. Следующая фашия барьерных рифов протягивается параллельно предыдущей и является разделом между лагуной и открытым морем. Кроме того, выделены пояс межрифовых отстойно-иловых фаший и фашия атолловых и одиночных рифов.

В поясе барьерных рифов по литолого-петрографическим и палеонтологическим ассоциациям выделено три парагенетические фашиальные зоны. Зона зарифовых фаший расположена между образованиями пояса прибрежных лагун и собственным остовом рифа, и как бы вклинивается в тело рифа, образуя слабый наклон в сторону осевой части лагуны. Основным породообразующим материалом данной зоны является плохо отсорти-

рованный обломочный известняк, сцементированный илистым карбонатом. Характерным признаком образований данной зоны является илистый цемент обломочного материала.

В зоне собственно рифовых фаций преобладают биогермы, представляющие собой пористые карбонатные массивы, сложенные неразрушенными сооружениями скелетов (а также обломками) донных прикрепляющихся организмов. Эти биогермы — холмовидные тела, состоящие из массивных и грубослоистых светлых карбонатных образований.

Мощность рифового тела (на гребне рифа) не превышает 60—70 м в каждой свите, а в общей сложности составляет почти 200 м при ширине зоны около 40 км.

В плане отдельные рифовые массивы разного размера и конфигурации, объединяясь в одну систему рифа, образуют отстоящие друг от друга (на 100—150 м по вершине рифа) три ряда разновозрастных рифовых барьеров, протягивающихся субширотно параллельно Бухарскому пароградному разлому.

Палеонтологическая ассоциация рифостроящего зоофитоценоза в рифовых сооружениях рассматриваемой территории с юго-востока на северо-запад характеризуется четкой дифференциацией экологических зон.

В северо-западной части региона биогермы барьерных рифов, постепенно уменьшаясь в мощности, приобретают форму биостром. Характерной особенностью рифовых сооружений данной фациальной зоны является их асимметричная форма. Гребень рифовых сооружений сильно наклонен в сторону открытого моря и образует крутой, почти обрывистый откос, что рассматривается как признак регрессивного характера перемещения береговой линии при росте рифового сооружения.

Зона предрифовых фаций — высокоэнергетическое образование на морском крыле рифового массива. Обломочный материал данной фациальной зоны характеризуется наличием янокристаллического светлого цемента с хорошей отсортированностью и окатанностью.

Пояс межрифовых отстойно-иловых фаций расположен между поясами барьерных и одиночных, атоллных рифов. Данный фациальный пояс в палеогеоморфологическом отношении — как бы подводная межрифовая долина (или в целом как бы опущенная зона), отделяющаяся от континента выраженным в рельефе уступом, вернее грядой барьерных рифов, покоящихся на северном крыле Бухарской ступени. Со стороны моря фациальный пояс был запружен шлейфом фациального пояса одиночных и атоллных рифов.

Данный фациальный пояс образует полосу между рифовыми грядами, существенно отличаясь от них по мощности, литологическому составу пород и фауне. Породы разреза рассматриваемого фациального пояса по отдельным признакам приближаются к осадкам депрессионных фаций, но в связи с тем, что исследованный регион в период накопления осадков карбонатной формации верхней юры по своим палеогеоморфологическим особенностям был шельфом окраинного мелкого моря, отождествлять его осадки с образованиями депрессионных фаций было бы ошибочным. Псевдодепрессионный характер этих образований, по-видимому, следствие того, что данный фациальный пояс располагается между двумя (гисометрически вышестоящими в палеотопорельефе келловей-оксфордского водоема) рифообразующими фациальными поясами, образуя обособленный фациальный комплекс со своеобразной гидродинамикой вод и геохимическими условиями как водной среды, так и осадков.

В практическом отношении выдающееся значение имеет пояс атоллных и одиночных рифов, поскольку как раз в этом поясе в объеме атоллных и одиночных рифов сосредоточены крупные скопления углеводородов.

Этот пояс протягивается с запада Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, проходит через Бешкентский прогиб в юго-западные отроги Гиссара, отсюда в Сурхандарьинский прогиб, Обигаринскую антиклинальную зону и в западную часть Кулябского прогиба. В контуре этого пояса в соответствии с различиями истории тектонического развития локальных поднятий мощность разреза карбонатной формации (особенно его рифовые секции) резко увеличивается. Большая разница в мощности наблюдается между крупными унаследованными поднятиями и разделяющими их прогибами. В прогибах мощность карбонатов заметно уменьшается. В скважине 13 Зеварды, заложенной в прогибе между Культакским выступом и Денгизкульским поднятием, мощность карбонатов келловей-оксфорда заметно сокращается. Кроме того, на обособленных локальных возвышенностях, расположенных внутри контура крупных унаследованных поднятий (Денгизкульское поднятие, Культакский выступ), мощность карбонатов резко увеличивается, а в их разделяющих седловинах она резко сокращается. В данном фаціальном поясе выделены кольцевые атоллы (Денгизкульское поднятие, Культакский выступ), отмечено пышное развитие шестилучевых кораллов.

Установлено, что на фоне периодического возвратно-поступательного характера движения береговой линии верхнеюрского моря, связанного с колебаниями уровня Мирового океана, проявлялась общая тенденция к прогрессирующей регрессии келловей-оксфордского палеобассейна, обусловленная в данном отрезке времени медленным воздыманием Кызылкумского сводообразного поднятия что, подтверждается сравнением площади дельт-палеорек в юго-восточных и северо-западных районах в ходе геологического развития района. В юго-восточных районах площади дельт уменьшаются, что сопровождается постепенным омолаживанием рифовых комплексов в западном, а точнее в юго-западном направлении исследованной территории.

Выявлена асимметричность развития мощностей рифовых комплексов в фаціальных поясах барьерных и атолловых, одиночных рифах.

Установлено, что в связи с повышенной соленостью и температурой воды и вследствие постоянного притока воды из открытого моря в акватории развития фации краевого отстойного (лагунного) пояса в период накопления келловей-оксфордских образований рассолы обогащались магнием, и доломит самостоятельно выпадал в осадок. Однако неравномерное распределение доломитов и доломитосодержащих пород в разрезах формации, а также присутствие его в трещинах и порах с резким увеличением магнезита в составе отдельных пластов известняков (и даже появление мощных пластов доломита и невыдержанности их по простиранию и вертикали) свидетельствует, по-видимому, о проявлении процесса эпигенетического образования доломита.

В разрезе карбонатной формации отмечены прослои глинистых пород и известняков, обогащенных примесью глинистых частиц. Такие породы в разрезе карбонатной формации тяготеют к трем уровням разреза, соответствующим моментам завершения регрессивных фаз каждого цикла, что благоприятствовало накоплению глиноземистых пород. Основной ареной их образования была территория распространения фации краевого отстойного (лагунного) пояса келловей-оксфордского палеобассейна.

Установлено, что количественное содержание в распределении малых химических элементов в карбонатной формации верхней юры Юга Средней Азии значительно колеблется. Это обусловлено, с одной стороны, физико-химическими свойствами элементов, с другой — палеогеографической обстановкой, литолого-фаціальными особенностями и биогенетическими факторами, присущими данному этапу осадконакопления.

Характер распределения малых химических элементов в карбонатных комплексах различных фациальных поясов позволили наметить их палеогеографические условия осадконакопления внутри довольно обширной по площади исследованной территории.

Интересно, что выделенные по петрогенетическим и биогенетическим особенностям фациальные пояса, трансгрессивные и регрессивные фазы циклов отчетливо сопоставляются и по распределению в них количественных содержаний химических элементов. Карбонатные образования трансгрессивных фаз характеризуются минимальными концентрациями микроэлементов по сравнению с таковыми регрессивных фаз.

Различие в распределении химических элементов дало возможность выделить фациальные типы и в рифовых комплексах. Так, характерными элементами для собственно рифовых фаций атоллных и одиночных рифов являются натрий, стронций, никель и марганец, а для одиночных рифов в рифовой лагуне — медь и марганец.

Максимальные концентрации кремния, железа и никеля обнаружены только в породах рифовой платформы. Для зарифовых фаций установлено уменьшение концентрации титана, кремния и отсутствие никеля, тогда как в предрифовых образованиях увеличивается содержание меди и стронция.

Натрий, стронций, барий, титан и кремний — определяющие индикаторы рифовой и нерифовой природы карбонатных комплексов, что подтверждается резким уменьшением, а в ряде районов отсутствием в рифах менее подвижных элементов (ванадий, никель, хром, частично барий) по сравнению с нерифовыми образованиями.

Интерпретация полученных данных по малым химическим элементам в комплексе с другими методами исследований может найти широкое практическое использование при выборе новых площадей для разведки на нефть и газ.

Основная часть карбонатных пород келловей-оксфорда исследованного региона несомненно обладает качествами нефтематеринских пород. Установлено, что глубоко восстановительная геохимическая среда в рифовых сооружениях (связанная с их быстрой литификацией) влияет на сингенетичный органогенный субстрат и преобразует его в углеводороды нефтяного ряда. Указанное хорошо объясняется повышенной продуктивностью залежей, приуроченных к рифовым сооружениям. Породы фациальных поясов барьерных, атоллных и одиночных рифов в связи с наличием в них резко восстановительных условий, достаточного количества органического вещества и хороших емкостных и фильтрационных свойств обладают также ярко выраженными признаками нефтегазопроизводящих пород. Рифовые фации указанных фациальных поясов, являясь генераторами углеводородных флюидов, обладая высокой емкостью и высокой проницаемостью, способны аккумулировать крупные залежи нефти и природного газа.

Карбонатные породы келловей-оксфорда исследованной территории по литолого-петрографическим, фациально-палеогеографическим, геохимическим, битуминологическим и литофизическим особенностям подразделяются на три категории: малоперспективные, перспективные и высокоперспективные.

Основываясь на накопленных геолого-геохимических и битуминологических данных и закономерностях изменения типовых разрезов, вся территория исследованного нами региона подразделена на:

1) районы перспективные для поисков литологически экранированных залежей;

2) районы высокоперспективные для поисков массивных залежей, связанных с рифовыми сооружениями;

3) районы распространения малоперспективных плотных карбонатных пород.

Первый район соответствует территории распространения фаций краевого отстойного лагунного пояса, второй — район распространения фаций пояса барьерных, атоловых и одиночных рифов. Третий — это зоны распространения фаций пояса межрифовых отстойно-иловых образований, в связи с отсутствием хороших коллекторских пород они малоперспективны для обнаружения крупных залежей углеводородных флюидов.

В зонах развития массивных залежей, связанных с рифовыми образованиями, судя по геохимическим показателям этих пород наряду с эпигенетическими углеводородами имеются и сингенетические их разности. Кроме того, породы рифовых фаций обладают еще и хорошими емкостными и фильтрационными свойствами, что дает возможность считать их также и коллекторами-резервуарами для скопления нефти и природного газа. Исходя из этого, выделены первоочередные объекты для поисков и разведки крупных залежей нефти и газа.

В связи с возможностью обнаружения в зонах развития массивных залежей крупных скоплений углеводородных флюидов, районы распространения рифовых построек отнесены к первоочередным объектам поисково-разведочных работ.

В зоне распространения литологически экранированных залежей углеводородные флюиды в основном концентрируются в районах развития карстования и занимают главным образом территорию мелкозаливных карбонатных, преимущественно доломитовых фаций. В областях распространения подводно-дельтовых образований устанавливается возможность наличия рукавообразных, шнурковых залежей типа Майкопского месторождения Азербайджана.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуазизов А.** Геохимическая характеристика элементов в меловых и палеогеновых отложениях Южного Приаралья и Каракалпакской части Устюрта и их корреляционные значения. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.
- Абдуллаев Б.** Литология и геохимия меловых отложений Сурхандарьинской впадины и их нефтегазоносность. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.
- Абетов Е. М.** Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара. (Литология и нефтегазоносность). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1964.
- Абетов Е. М.** Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара, Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.
- Авазматов Х. Б.** Некоторые закономерности распределения рассеянного вещества и битумов в мезозое Бухаро-Хивинской области, «Геология нефти и газа», 1965, № 8.
- Авазходжаев Х. Х.** Минералого-геохимическая характеристика и условия образования нефтегазоносных меловых отложений Газлинского района. В кн. «К геохимии и литологии Средней Азии», вып. 256. Тр. ТашГУ, 1964.
- Авдусин П. П.** Глинистые осадочные породы. Изд-во АН СССР, 1953.
- Алимухамедов Н. Х.** Особенности строения верхнеюрской карбонатной формации и перспективы открытия нефтяных и газоконденсатных залежей в юго-восточной части Бухаро-Хивинской области. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1973.
- Акрамходжаев А. М.** Литология меловых отложений Ферганской депрессии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Акрамходжаев А. М.** (и др.). Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Акрамходжаев А. М.** (и др.). Опыты применения масс-спектрометрического анализа в нефтяной геологии. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
- Акрамходжаев А. М.** (и др.). Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Ферганской впадине. Ташкент, Изд-во «ФАН», УзССР, 1966.
- Акрамходжаев А. М.** (и др.). Литология, стратиграфия, нефтегазоносность Южного и Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «ФАН», 1971.
- Акрамходжаев А. М.** Углеводороды газовой фазы нерастворенного остаточного органического вещества (НООВ) и некоторые вопросы определения оптимальных глубин начала их эмиграции из материнских пород. «Узб. геол. ж.», 1971, № 2.
- Акрамходжаев А. М., Амирханов Ш. Х.** Углеводороды остаточного органического вещества. «Узб. геол. ж.» 1971, № 5.
- Акрамходжаев А. М.** Процессы нефтегазообразования, миграции нефти и газа и формирование их залежей в свете новых данных. Тр. «Вопросы органической геохимии и гидрогеологии нефтегазоносных бассейнов Узбекистана», Ташкент, 1972.
- Аманиязов К.** Биостратиграфия, зоогеография и аммониты верхней юры Туркмении. Ашхабад, 1971.
- Амирханов Ш. Х.** Опыт корреляции додевонских вод по данным спектрального анализа. Новости нефтяной техники, сер. «Геология», 1961, № 7.
- Амирханов Ш. Х.** Характеристика юрских отложений юго-западных отрогов Гиссара по данным спектрального анализа, ДАН УзССР, 1963, № 1.
- Амирханов Ш. Х.** Характеристика юрских отложений Западного Узбекистана по данным спектрального анализа, ДАН УзССР, 1962, № 8.

- Амирханов Ш. Х., Арифджанов М. Х. О распределении химических элементов в карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта, ДАН УзССР, 1963, № 4.
- Амирханов Ш. Х., Арифджанов М. Х., Касымов Х. К. Новые геохимические данные о природе нефте- и газообразований карбонатной формации верхней юры Западного Узбекистана. «Нефтегазовая геол. и геофизика», 1966, № 5.
- Амирханов Ш. Х., Абдуазизов А. Некоторые данные о распределении химических элементов в мезозойских отложениях Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.» 1966, № 6.
- Арифджанов М. Х. Битуминозность верхнеюрской карбонатной формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта». «Узб. геол. ж.» 1962, № 1.
- Арифджанов М. Х., Демидова М. И. О взаимосвязи форм серы и битумов в отложениях карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссара. «Узб. геол. ж.» 1962, № 5.
- Арифджанов М. Х., Ахмедов П. У. Некоторые данные от трещиноватости верхней юры Гаурданского поднятия. «Узб. геол. ж.» 1963, № 6.
- Арифджанов М. Х., Камалов Я. Характер распределения глинистых минералов в карбонатной формации юры юго-западных отрогов Гиссара, ДАН УзССР, 1963, № 10.
- Арифджанов М. Х., Хатамбеков А. Ю. О некоторых общих чертах строения карбонатной формации верхней юры Западного Узбекистана и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Рефер. информация «Нефть и газ промышленности. Ср. Азии», Ашхабад, вып. 3, 1964.
- Арифджанов М. Х. Петрографическая характеристика и геохимические особенности верхнеюрской карбонатной формации юго-западных отрогов Гиссара. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1964.
- Арифджанов М. Х., Хатамбеков А. Ю. Сравнительная характеристика пород карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции. Вопросы геол. и нефтегазос. Узбекистана. Вып. 1, Изд-во «ФАН» УзССР, Ташкент, 1966.
- Арифджанов М. Х. Петрографическое расчленение разрезов пород карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссара. «Узб. геол. ж.» 1967, № 2.
- Арифджанов М. Х. Генетическая классификация известняков карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Узб. геол. ж.» 1968, № 3.
- Арифджанов М. Х., Эшманов К. К. К оценке перспектив нефтегазоносности юрских и меловых отложений Южного Приаралья. «Узб. геол. ж.» 1970, № 6.
- Арифджанов М. Х., Абдуллаев Б., Рахматуллаев Н. З. Литолого-геохимические особенности пород мелового возраста Сурхандарьинской впадины в связи с перспективами их на нефть и газ. Мат. втор. респ. конф. молодых ученых Узбекистана, Ташкент, 1970.
- Арифджанов М. Х., Эшманов К. О распространении терригенных и аутогенных минералов в меловых отложениях Южного Приаралья. Мат. втор. респ. конф. молодых ученых Узбекистана, Ташкент, 1970.
- Арифджанов М. Х., Абдуллаев Б. Рифовые и рифогенные образования верхней юры некоторых областей Узбекистана и их роль в процессах генерации и аккумуляции углеводородных флюидов. Мат. Втор. респ. кон. молодых ученых Узбекистана, Ташкент, 1970.
- Арифджанов М. Х., Эгамбердыев М. Рифовые и рифогенные карбонатные фации келловей—оксфорда Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. «Узб. геол. ж.» 1970, № 1.
- Арифджанов М. Х., Исхакова С., Джураев У. Петрографическая характеристика основных типов карбонатных пород мезозоя Южного Узбекистана. «Узб. геол. ж.» 1970, № 3.
- Арифджанов М. Х. Биостратиграфическое расчленение рифовых фаций келловей-оксфорда и цикличность в рифообразовании в Южном и Западном Узбекистане. «Узб. геол. ж.» 1971, № 3.
- Арифджанов М. Х. Рифовые фации келловей-оксфорда Узбекистана и сопредельных территорий и их значение в образовании и скоплении углеводородных флюидов. Тезисы докл. семин. по лит. палеогеог. и геох. нефтегаз. отл. Ср. Аз. Ташкент, Изд-во «ФАН» УзССР, 1971.
- Арифджанов М. Х. К морфологии Денгизкульского атолла и Карши-Мубарекского барьерного рифа. ДАН УзССР, 1972, № 7.
- Арифджанов М. Х. Доломиты карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссара и особенности их проявления. В кн. К геохим. и лит. Ср. Аз.

(мат. пробл. лабор. осадоч. формаций и осадочных руд). Л., Изд-во «Недра», 1972.

- Арифджанов М. Х., Абдуллаев Б. Прогнозирование перспектив нефтегазонасыщенности и возможные направления поисково-разведочных работ в отложениях мела Сурхандарьинской области. «Узб. геол. ж.» 1972, № 5.
- Арифджанов М. Х. Петрография, биостратиграфия, геохимия и нефтегазонасыщенность рифовых комплексов верхней юры Южного и Западного Узбекистана. Кн. «Литология, геохимия и палеогеография нефтегазонасыщенных осадочных формаций Узбекистана» Тр. ИГИРНИГМа, Ташкент, вып. 5, 1972.
- Арифджанов М. Х. Палеоэкология рифостроящих и рифолюбящих организмов келловей-оксфорда Южного и Западного Узбекистана. В кн. «Литология, геохимия и палеогеография нефтегазонасыщенных осадочных формаций Узбекистана», Ташкент, тр. ИГИРНИГМа, вып. 5, 1972.
- Арифджанов М. Х., Абдуллаев Б. Литолого-геохимические особенности пород рифовых фаций келловей—оксфорда Карши-Мубарекского нефтегазонасыщенного района. В кн. «Литология, геохимия и палеогеография нефтегазонасыщенных осадочных формаций Узбекистана», тр. ИГИРНИГМа, Ташкент, вып. 5, 1972.
- Арифджанов М. Х. Морфогенетические типы карбонатных фаций верхней юры юго-западных отрогов Гиссара и Бухаро-Хивинской области, «Фации и геохимия карбонатных отложений», Ленинград — Таллин, 1973.
- Арифджанов М. Х., Абдуллаев Б. Геохимические особенности рифовых комплексов карбонатной формации верхней юры Западного Узбекистана и их связь с нефтегазообразованием. «Фации и геохимия карбонатных отложений», Ленинград — Таллин, 1973.
- Аркелл В. Юрские отложения Земного шара. М., Изд-во ИЛ, 1961.
- Архангельский А. Д. Заметки о верхнемеловых отложениях Азиатской России, ч. 1, сенман и турон Туркестана и прилежащих местностей. Геологический вестник. М., 1915, № 4.
- Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе, 1929.
- Афанасьев Б. Л. О переоценке роли баров в образовании угольных пластов Печерского бассейна. Изв. вузов, геол. разв. № 1, 1966.
- Ахмедов П. У., Арифджанов М. Х. Емкостные и фильтрационные свойства пород карбонатной формации верхней юры Тюбегатана. «Узб. геол. ж.» 1966, № 3.
- Ахмедов П. У. Трещиноватость пород карбонатной формации юры Бухаро-Хивинской области и Юго-Западных отрогов Гиссара и ее влияние на коллекторские свойства продуктивных горизонтов. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.
- Ахмедова М. Ю. Верхнеюрские карбонатные отложения Бухаро-Хивинской нефтегазонасыщенной области. Автореферат канд. дисс. М., 1974.
- Бабаяев А. Г. О геохимическом диапазоне образования пирита и глауконита в осадочных породах. ДАН АрмССР т. XXV, 1957, № 3.
- Бабаяев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазонасыщенность меловых отложений Западного Узбекистана. Изд-во АН УзССР, 1959.
- Бабаяев А. Г. Нефтегазонасыщенность мезозойских отложений западного и южного Узбекистана. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Региональные структурные проблемы геологии нефти. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бабаяев А. Г., Парфенова М. С. Новая классификация известняков, «Узб. геол. ж.» 1962, № 3.
- Бабаяев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа, Л., Изд-во «Недра», 1966.
- Бабаяев А. Г., Раубходжаева Т. С. Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. Л., Изд-во «Недра», 1972.
- Бабаяев Р. Г. Верхнеюрские шестилучевые кораллы северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан) и их стратиграфическое значение. Автореферат канд. дисс., Баку, 1964.
- Бабаяев Р. Г. К экологии шестилучевых кораллов (склерактинии) поздней юры северо-восточной части малого Кавказа (Азербайджан). Изд-во АН АзербССР, сер. «Наука о земле» 1968, № 6.
- Бабаяев Р. Г. Позднеюрские шестилучевые кораллы (склерактинии) северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан), Баку, Изд-во «Элм», 1973. ●
- Бадалов С. Т. К вопросу о минералого-геохимических особенностях рудных месторождений хребта Кутанг—Тау. Тр. ин-та геол. АН ТССР, Тр. III, 1960.
- Бегметов Э. Ю., Бабаяев Г. А. Типизация разрезов карбонатной формации верхней юры юго-восточной части Бухаро-Хивинской области по их промышленно-геофизическим характеристикам. «Узб. геол. ж.» 1971, № 2.

- Бжселл Г. Д., Чилингар Д. В.** Классификация осадочных карбонатных пород. В кн. «Карбонатные породы», М., Изд-во «Мир», 1970.
- Богданова З. А.** О значении отдельных литологических факторов для качественной характеристики месторождений известняков и доломитов. Литологический сборник ВСЕГЕИ памяти проф. С. Ф. Малявкина, вып. 1, 1940.
- Богомолов А. И., Панова К. И.** О факторах, обуславливающих преобразование органического вещества в нефть. В сб. «Происхождение нефти». Гостоптехиздат, 1955.
- Богомолов А. И.** Значение глин в образовании и превращении нефти в земной коре. В кн. «Превращение нефти в природе». Гостоптехиздат, 1956.
- Борисяк А.** О фауне юрских отложений Байсунтау. Тр. геол. музея т. 3, в 2, 1909.
- Брей Е. Е., Эванс Е. Д.** Распределение n-парафинов как ключ к распознаванию материнских отложений. Симпозиум по химическим подходам к опознаванию материнских пород нефти. Гостоптехиздат, 1962.
- Брод И. О., Левинсон Г.** Происхождение нефти и нефтегазоаккумуляция, М., Гостоптехиздат, 1955.
- Бурцева Т. И., Теодорович Г. И.** Фациальные и минералогические особенности меловых отложений Газлинского района. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Вассоевич Н. Б.** О происхождении нефти. Геол. сб. 1, труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 83, Гостоптехиздат, Л., 1955.
- Вассоевич Н. Б.** Образование нефти в терригенных отложениях. Тр. ВНИГРИ, вып. 128, 1958.
- Валиев А. А., Арифджанов М. Х., Айходжаев С. С., Гаджитдинов А.** Карбонатные, сульфатные и гологенные образования верхней юры Юго-Запада Средней Азии. «Узб. геол. ж.» 1968, № 6.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П.** Мезозой Таджикистана. Тр. Т. П. Э., вып. 60, 1936.
- Вебер Н. В.** Заметки о юрских отложениях в восточной Бухаре. Тр. геол. музея, т. III, вып. II, 1909.
- Вебер Н. В.** Каменный уголь в Туркестане. Очерк месторождений ископаемых углей в России, 1913.
- Вебер В. В.** Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений. Л., Гостоптехиздат, 1947.
- Вебер В. В.** Фации отложений, благоприятные для образования нефти, М., Изд-во «Недра», 1966.
- Виккулова М. Ф. (и др.).** Фациальные типы глинистых пород. Л., Изд-во «Недра», 1973.
- Вишняков С. Г.** Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. вып. 1, 1933.
- Виккулова М. Ф.** Глинистые породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород 1, II. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Виноградов С. С.** Опыт номенклатуры и классификации карбонатных пород как сырья для производства вяжущих веществ. Изв. геол. разв., треста, М., 1937.
- Вингисаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А.** Единая классификация и легенда карбонатных пород, ИГАНЭССР. Таллин, 1965.
- Виноградов А. П.** Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, сер. геол. № 1, 1952.
- Виноградов А. П. (и др.).** Эволюция химического состава карбонатных пород. Совещание по осадоч. породам. М., Изд-во АН СССР, вып. 1, 1952.
- Виноградов А. П.** Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
- Виноградов А. П., Романов А. Б.** Состав осадочных Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. «Геохимия», 1956, № 6.
- Габрильян А. М.** О вещественном составе карбонатных пород ряда «Известняк—доломит» Бюлл. АН УзССР. Ташкент, 1944, № 5, 6.
- Габрильян А. М.** Литология, палеогеография и вопросы нефтеносности верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1957.
- Габрильян Р. А.** Литология меловых отложений Юго-Западных и Центральных Кызылкумов и палеогеографические условия их образования. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1964.
- Головкинский Н.** О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Татер. для геологии России, т. 1, 1869.

- Грачевский М. М. Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в куйбышевском Заволжье и Оренбургской области. Автореф. канд. дисс. М., 1962.
- Грачевский М. М., Долицкий В. А. Происхождение Камско-Кинельской впадины. В кн. «Материалы по региональной тектонике СССР». М., Изд-во «Недра», 1964.
- Грачевский М. М. (и др.). Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. Под ред. проф. В. А. Долицкого. М., Изд-во «Недра», 1969.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ., 1956.
- Губкин И. М. Геологические перспективы нефтяной промышленности Средней Азии «Нефтяное хозяйство», т. 7, 8, 1934.
- Губин И. Е. Геологопоисковый отряд № 13. сб. ГПЭ, Геохимтехиздат, 1933.
- Гуляева Л. А. Геохимические фации окислительно-восстановительных обстановок и органическое вещество осадочных пород. Сов. геол., сб. 47, 1955.
- Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Давиташвили Л. Ш. Курс палеонтологии. М., Госгеолиздат, 1949.
- Давлятов Ш. Д., Эгамбердыев М. К стратиграфии юрских отложений Кызылкумов. «Узб. геол. ж.» 1959, № 3.
- Давлятов Ш. Д. О тектоническом строении Западного Узбекистана. ДАН УзССР 1963, № 9.
- Данов А. В. Геологический очерк Карлюкского района, Керкинского округа ТССР (Западный Бухара). Путеводитель экскурс., вып. 1, III, Ташкент, 1928.
- Данов А. В. Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии. Тр. ЦНИГРИ, 1937.
- Двали М. Ф. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики, М., Гостоптехиздат, 1963.
- Джексон У. Топографические условия и цикличность осадконакопления в западной части центрального Техаса. Сб. «Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов.» М., Изд-во «Мир», 1968.
- Добрянский А. Ф. Геохимия нефти. М., Гостоптехиздат, 1948.
- Екшибаров С. В. Тектоника и нефтегазоносность Юго-Западного Гиссара. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Ежов Ю. А. О древней закарстованности визейских известняков и доломитов Кизеловского угленосного района. Тр. Ин-та геол. Урал фил. АН СССР. вып. 69, 1964.
- Жабров Д. В. Нефтематеринские свиты восточного Азербайджана. Сб. «Происхождение нефти» М., Гостоптехиздат, 1955.
- Жабров Д. В., Мехтиев Ш. Ф. К битуминозности третичного комплекса юго-востока Азербайджана. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Жабров Д. В. Характеристика нефтепроизводящих свит по материалам исследований в Азербайджанской, Дагестанской нефтеносных провинциях и центральных областей Русской платформы. Сб. «Проблемы происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Жабров Д. В., Сингенетично-нефтеносные свиты и нефтепродуцирующие породы, слагающие их. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Жубле И. (и др.) Петрология и петрография карбонатных пород. Сб. «Карбонатные породы» т. 1, М., Изд-во «Мир», 1970.
- Заварицкий А. Н. Об оолитовой структуре. Тр. минералогического музея АН СССР, т. 3, 1927.
- Закиров М. З. Полезные ископаемые эоценовых отложений Приташкентского района (монтмориллонитовые глины). Ташкент, Изд-во «Наука» АН УзССР, 1966.
- Закиров М. З. Эоценовые глины Узбекистана. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1970.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии. Тр. АН Тадж. ССР, Т. ХСУ, 1958.
- Зенкевич Л. А., Филатова З. А. Общая краткая характеристика качественного состава и количественного распределения донной фауны дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. Тр. ИО АН СССР, 27, 1958.
- Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Зиндель Л. А., Симоненко И. А. Минералого-геохимическая характеристика глин и некоторые вопросы нефтегазоносности юрских отложений Ферганы. Изд-во АН УзССР, 1963.
- Зхус И. Д. К вопросу о роли глинистых минералов в процессе нефтегазообразования. ДАН СССР. № 2, т. 123 1958.
- Ибрагимов З. С., Ахмедов П. У Предварительные результаты изучения трещиноватости карбонатных пород юрских отложений юго-западных отрогов

- Гиссарского хребта. В кн. «Вопросы геологии Узбекистана», Изд-во АН УзССР, 1962.
- Ибрагимов З. С., Арифджанов М. Х., Ахмедов П. У.** О перспективности пород карбонатной формации верхней юры Шаргуни и прилегающих районов на нефть и газ в свете их коллекторских свойств и битуминозности. «Узб. геол. ж.» 1965, № 3.
- Ибрагимов А. Г.** Закономерности размещения залежей нефти и газа в карбонатной формации верхней юры Западного Узбекистана (Чарджоуская ступень) и вопросы методики их поисков и разведки. Автореф. канд. дисс., Бухара, 1971.
- Ильин С. И.** Равнинные пространства Юго-Западного Узбекистана, Геология УзССР, т. II, ОНТИ НКТП, М., — Л., 1937.
- Ильин В. Д.** (и др.) Каракум — новое, газоконденсатное месторождение в Западном Узбекистане, связанное с рифовой постройкой. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 12.
- Инджелс Дж. К.** Морфология, палеонтология и петрография торитонского рифового комплекса сикура северо-восточного Иллинойса. В сб. «Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов. М., Изд-во «Мир», 1968.
- Исмаилов Х. К.** Литология и геохимия мезозойских отложений Каганского района. Изд-во АН УзССР, 1963.
- Исмаилов Х. К., Арифджанов М. Х.** О роли карбонатной формации верхней юры Юго-Западных отрогов Гиссара в образовании нефти и газа. Сб. «Вопросы геол. и нефтегазон». Узб.» Вып. 3, Ташкент, Изд-во «Наука», 1971.
- Казаров А. В.** Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Тр. НИУИФ вып. 139, 1937.
- Контарович А. Э.** (и др.) Некоторые черты геохимии мезозойских отложений Северо-Восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ин-та геол.-геофиз. Сиб. отд. АН СССР, вып. 20, 1963.
- Калугин П. И.** Краткий очерк Гаурдакского месторождения нефти. «За недра Средней Азии», 1934, № 4.
- Касимов Х. К.** Металлопорфириновые комплексы нефтей Западного и Южного Узбекистана ДАН УзССР, 1963, № 10.
- Карабаев К. К.** К минералогии и геохимии низкотемпературных гидротермальных образований Кугитангтау. «Узб. геол. ж.» 1961, № 6.
- Каримов А. К.** (и др.) О характере и связи залежей нефти, газа и рассеянных битумов с мезозойскими отложениями Каганского района. «Геология нефти и газа», 1965, № 8.
- Каримов А. К.** Битуминология нефтегазопроизводящих толщ Узбекистана. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1968.
- Каримов А. К., Авазматов Х. Б.** К битуминологической характеристике юрских отложений Юго-Западных отрогов Гиссара. «Геология нефти и газа», 1968, № 4.
- Каримов А. К.** Сравнительная битуминологическая характеристика карбонатных толщ Западного и Южного Узбекистана как возможных геологических объектов нефтегазообразования. В кн. «Вопросы органической геохимии и гидрогеологии нефтегазоносных бассейнов Узбекистана», Ташкент, 1972.
- Катченко С. М.** Спектральный анализ горных пород. Л., Изд-во «Недра», 1964.
- Киркинская В. Н.** К вопросу о классификации карбонатных пород, «Фации и геохимия карбонатных отложений», Ленинград — Таллин, 1973.
- Клуниников С. И.** Геологическое исследование в Магиан-Фарабском районе. Издательство ВГРО В 68, 1931.
- Коннов Л. П.** О границе триаса и юры в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. ДАН УзССР, 1958, № 4.
- Коннов Л. П.** Геологические факторы прогнозирования бокситоносности Средней Азии. Сб. ТашГУ «К геохимии и литологии Средней Азии». Л., Изд-во «Недра», 1972.
- Керолев А. В.** Условия локализации ртутных месторождений Средней Азии. Труды среднеазиатского индустриального института, Ташкент, вып. 2, 1947.
- Королюк И. К., Михайлова М. В.** Сравнительная характеристика биогермных образований. Состояние и задачи советской литологии. М., Изд-во «Наука», 1970.
- Королюк И. К.** Классификация и диагностика карбонатных пород рифогенных толщ палеозоя, «фации и геохимия карбонатных отложений», Ленинград — Таллин, 1973.
- Косовская А. Г.** Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глини продуктивной толщи Апшерона. Тр. ИГ АН СССР, вып. 153, 1953.

- Крашенинников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. М., Госгеолтехиздат, В кн. «Вопросы седиментации», 1960.
- Кругов Б. П. О месторождении флюорита на берегу р. Северной Двины и его генезисе. «Зап. Рос. Минерал. об-ва», ч. 57, вып. 2, 1928.
- Кротов Б. П. Доломиты и их образования, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов Казанского яруса в окрестности Казани. Тр. об-ва естест. при Каз. унив., т. 50, вып. 6, 1925.
- Крымгольц Г. Я. Гаурдак-Кулиганский район. Геология СССР, том XXII, 1957.
- Кудрявцев Н. А. Геологические исследования в районе Шургасанского нефтяного месторождения. Труды НГРИ, сер. А, вып. 23, Л., 1932.
- Кудрявцев Н. А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. Труды ВНИГРИ, вып. 142, Л., 1959.
- Кузнецов В. Г. Методика выделения погребенных рифов (на примере палеозойских отложений нижнего Поволжья) Изв. высш. уч. зав., сер. «Геология и разведка» 1969, № 12.
- Кузнецов В. Г. О развитии рифов при изменении уровня моря (к теории трансгрессивных и регрессивных рифов). Изд-во АН СССР, сер. геол., 1971, № 11.
- Курнаков Н. С., Жемчужный. Магниево-озера Персконской группы, изв. Рос. Акад. наук, сер. 6, 1917.
- Леворсен А. Н. Геология нефти и газа. М., издательство «Мир», 1970.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов. XXI Междунар. геол. конгресс. Докл. сов. геологов, проблема 10 (морская геология) М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Луппов Н. Д. История геологического развития мелового периода, «Геология СССР» т. XXII, Туркменская ССР, часть 1, 1952.
- Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доломитов. Тр. ин-та ГирГИ. М., Изд-во «Недра», 1970.
- Маслов В. П. Атлас карбонатных пород. Ч. 1, М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Маслов В. П. Геологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. Ин-т геол. наук АН СССР, вып. 118 геол. сер. (№ 42), 1950.
- Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР, М., Изд-во АН СССР, вып. 160, 1956.
- Маслов В. П. Строматолиты и фацни. ДАН СССР, том 125, 1959, № 5.
- Маслов В. П. Ископаемые багряные водоросли СССР и их связь с фациями. М., Изд-во АН СССР, вып. 53, 1962.
- Мирошниченко В. П. Краткий геологический очерк западных склонов Кугитангтау и Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали. Сб. Гаурдакской хим. комбината, т. 1, 1933.
- Михайлова М. В. Верхнеюрские рифогенные фацни альпийской складчатой области юга СССР. *Annales instituti Geologici publici Hungarici*, vol. lit., Fase. 2, 1972.
- Михайловский С. Н. Геологические исследования в центральной Бухаре. Зап. геол. ин-та, т. V, вып. 2—3, 1914.
- Морачевский Ю. В., Поленова Т. Б. Материалы к познанию толщи, покрывающей соль пород Верхнекамского месторождения. Тр. ВГРО, вып. 361, 1934.
- Морган Дж. Р. Периферический кольцевой эффект атолла Стержен-Лейк, Альберта Сб. «Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов» М., Изд-во «Мир», 1968.
- Муратов М. В. К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород «Советская геология», 1940, № 11.
- Муррей Дж. У. Нефтеносная карбонатная рифовая банка в верхнедевонской толще Суон-Хиле в районе Джаунди-Крик, Альберта. Сб. «Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов». М., Изд-во «Мир», 1968.
- Мушкетов М. В. Туркестан. Т. 1, СПб, 1856.
- Наметкин С. С. Химия нефти. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Никитин С. Н. Заметка о горе Гималаев в Средней Азии. Изв. геол. ком., т. XIII, 1889.
- Ноинский М. Э. Самарская лука. Тр. об-ва естест. при Казан. унив., т. 45, вып. 4—6, 1913.
- Нугманов А. Х. Окись натрия как показатель солености древних водоемов. В сб. «Вопросы геол. и нефти Узбекистана». вып. 1, Ташкент, Изд-во ФАН, 1966.

- Орлов Н. А., Мирошниченко В. В. Новые данные по нефтеносности Восточной Туркмении. т. V, 1935, ОНТИ № 2.
- Осипова А. И. О классификации карбонатных пород и их генетической интерпретации. «Фации и геохимия карбонатных отложений», Ленинград—Таллин, 1973.
- Основы палеонтологии, справочник для палеонтологов и геологов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Основы палеонтологии, справочник для палеонтологов и геологов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Основы палеонтологии, справочник для палеонтологов и геологов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Остроумов Э. А., Силина О. М. О некоторых закономерностях распределения ванадия в современных морских отложениях. ДАН СССР, 1952, № 2.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. К вопросу о взаимосвязи фосфора, ванадия и органического вещества в отложениях Черного моря. «Геохимия», 1957, № 6.
- Палеонтологический словарь под редакцией Г. А. Безкосовой и Ф. А. Журавлевой. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Петелин В. П. О современных и ремзатогубковых морских осадках, БМОИП, отд. геол., вып. 1, 1954.
- Петров Н. П. Литология верхнеюрской соленосной формации Юго-Западного Гиссара. Тр. ин-та геологии АН УзССР, вып. IX, 1952.
- Петрушевская М. Г. Радиолярии в планктоне и донных осадках. В кн. «Геохимия кремнезема» М., Изд-во «Наука» 1966.
- Польстер Л. А. (и др.). Органическое вещество и глинистые минералы восточного Предкавказья М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня, Комитет наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И. Очерки литологии (учение о геологических формациях) Изв. АН УзССР, 1947, № 2.
- Попов В. И. О динамических принципах фациально-палеогеографического картирования мезозойских внутриконтинентальных формаций Тянь-Шаня. В кн. «Материалы совещания по методике фациально-палеогеографического картирования», Ташкент, Изд. САГУ, 1957.
- Попов В. И. Динамическое стадийное расчленение внутриконтинентальных теплоклиматических фациально-парагенетических свит, отложенных в расчлененном рельефе. В кн. «Материалы совещания по методике фациально-палеогеографического картирования», Ташкент, Изд-во САГУ, 1957.
- Попов В. И. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. Тезисы доклада и сообщ. четвертого Всесоюзного литологического совещания. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Попов В. И. [и др.]. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Тр. Проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд. ТашГУ, вып. II, Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Попов В. И. (и др.) Динамические принципы и методы фациально-палеогеографического картирования. Тезисы докладов V Всесоюзного литологического совещания. СО АН СССР, Новосибирск, 1961.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., Изд-во «Недра», 1968.
- Порфирьев В. Б. Условия образования нефти и нефтяных месторождений в республиках Средней Азии. Ташкент, Уз ФАН, 1941.
- Порфирьев Г. С. Подкласс шестилучевых кораллов. т. I, М., Гостоптехиздат, 1954.
- Пустовалов Л. В. Рытовки Верхнего Поволжья. Изв. АН СССР, 1937.
- Рахимова Н. С. К литологии силурийских филишюидных образований Центральных и Юго-Западных Кызылкумов. «Узб. геол. ж.» 1959, № 2.
- Репман Е. А. Некоторые данные о юрской фауне Южного Узбекистана. Геология Средней Азии, вып. 1, Ташкент, 1941.
- Репман Е. А. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Сб. научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 4, Ташкент, 1964.
- Романовский Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края, вып. III, СПб., 1890.
- Ронов А. Б. Методика составления количественной литолого-геохимической карты. ДАН СССР, 91, 1953, № 5.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах, «Геохимия», 1959, № 5.
- Рухин Е. Б. Основы литологии, Л., Гостоптехиздат, 1961.

- Садыков А. М. Стратиграфия верхнего девона и нижнего карбона района Атасуйских месторождений. Изд-во АН КазССР, 1959.
- Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ Охотского моря. Тр. ИО АН СССР 46, 1961.
- Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсная минералогия. Изд-во АН СССР 1945.
- Сейдов А. Г. Литология майкопской свиты Азербайджана Баку Изд-во АН АзССР, 1962.
- Семенович В. И., Ильин, Ибрагимов А. Г. О рифогенных структурах Западного Узбекистана «Геология нефти и газа», 1968, № 10.
- Сендерс Дж. И., Фридман Дж. И. Происхождение и распространение известняков. Сб. «Карбонатные породы», т. 1, М., Изд-во «Мир», 1970.
- Сикстель Т. А. К вопросу об изучении стратиграфии юрских отложений Средней Азии. Тр. Среднеазиатского Университета им. Ленина, вып. 1 XIII, Ташкент, 1955.
- Сикстель Т. А., Станкевич Ю. В. Об изменчивости возраста юрских свит в юго-западных отрогах Гиссара. Сб. ин-та геологии и геофизики АН УзССР, вып. 3, 1964.
- Силур Эстонии (под ред. Л. Д. Кальо) Таллин, Изд-во «Валгус», 1970.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской депрессии, Труды ВНИГРИ, 1952.
- Симоненко А. Н. Геологическое строение фундамента Бухарской ступени перед накоплением осадочного чехла. «Узб. геол. ж.», 1973, № 4.
- Сиражитдинов Д. К вопросу об условиях формирования скоплений нефти и газа Мубарекского поднятия (Западный Узбекистан) на основе исследования газов, нефтей и конденсатов. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1967, № 2.
- Сиражитдинов Д. [и др.]. Закономерности распространения и условия формирования сероводород содержащих газов в мезозойских отложениях Амударьинской впадины Тезисы докл. межвед. совещ. «Минер. сырьев. база фосфоритов кол. сол. и самор. серы Средней Азии». Ташкент, 1973.
- Смирнов Н. Н. Петрографические исследования в Подмосковном карбоне. Тр. научн. исследов. ин-та Мин. петрог. и краст. при физ. мат. фак. МГУ вып. 9, 1930.
- Сотириади К. А., Нуртаев С. Н. О карбонатных формациях юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Каршинской области. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. Труды ВНИГНИ, Ленинград, вып. XXXV, 1961.
- Сотириади К. А. Мезозойские отложения Западного Узбекистана и их нефтегазоносность. Ташкент, Изд-во «Фан», 1968.
- Стадников Г. Л. Глинистые породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Старобинец И. С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии, М., Госгеолиздат, 1966.
- Старобинец И. С., Чапала И. Д. Некоторые вопросы геохимии газоконденсатных залежей Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинской области. «Геология нефти и газа», 1969, № 8.
- Стевли С. М. Палеоэкология и диалез известняков Ки-Ларго, Флорида. В кн. «Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов», М., Изд-во «Мир», 1968.
- Страхов М. Н. О значении сероводородных бассейнов, как областей отложения битуминозных и нефтепроизводящих свит. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 5.
- Страхов М. М. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов М. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 5.
- Страхов М. М., Залманзон Е. С., Глаголева М. А. Типы распределения рассеянных элементов в отложениях гумидных зон. «Геохимия», 1956, № 6.
- Стрелков А. А. Экология современных радиолярий и их географическое распространение «Основы палеонтологии», том «Простейшие» М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Тамашаев К. Петрография карбонатных пород верхнего Кугитангтау. Автореф. канд. дисс. Ашхабад, 1963.
- Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита. Зап. ВМО, 1937, № 41.
- Татарский В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. нефт. геол. разв. ин-та, сер. А, вып. 112, 1939.
- Тафт У. Х. Современные карбонатные осадки. Сб. «Карбонатные породы», Т. 1, М., Изд-во «Мир», 1970.
- Тафт У. Х. Физико-химия карбонатобразования. В кн. «Карбонатные породы», т. II, М., Изд-во «Мир» 1971.

- Теодорович Г. И. Карбон окрестностей разъезда Добрятино. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1, X, вып. 3—4, 1931.
- Теодорович Г. И. К терминологии карбонатных пород «Пробл. Советской геологии», 1935, № 8.
- Теодорович Г. И. К систематике карбонатных образований по структурным принципам. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, № 1.
- Теодорович Г. И. О происхождении сутуростилолитовых поверхностей, ДАН СССР, т. 50, 1945.
- Теодорович Г. И. О генезисе доломита осадочных образований, ДАН СССР, Т. 53, 1946.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Теодорович Г. И. К вопросу о происхождении осадочных известняков и доломитовых пород. Тр. ин-та нефти (АН СССР), т. 5, 1955.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Теодорович Г. И., Маломедова В. С. О диагностическом окрашивании доломита и родохрозита. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Троицкий В. И. Новые данные о вещественном составе и условиях накопления верхнеюрской карбонатной формации на территории южного Узбекистана. Тр. Главгеологии УзССР, вып. 2, 1962.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., Изд-во «Недра», 1967.
- Убайходжаев Т. И. Типы локальных скоплений газа Чарджууской ступени Бухаро-Хивинского региона и рациональные методы их выявления и изучения. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1971.
- Узakov X. Рельеф и геологическое строение складчатого фундамента Бухарского нефтегазового региона, «Узб. геол. ж.», 1963, № 5.
- Успенский В. А., Чернышева А. С. Материалы к изучению органического вещества в нижнесилурийских известняках окрестностей Чудова, Тр. ВНИГРИ, вып. 67, 1951.
- Фэйрбридж Р. В., Чилингар Г. Д., Биссел. Введение к сборнику «Карбонатные породы», М., Изд-во «Мир», 1970.
- Фэйрбридж Р. В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты. В кн. «Карбонатные породы», т. 1, Изд-во «Мир», 1970.
- Ферсман А. В. Геохимия. М., Госхимтехиздат, 1934.
- Филатова З. А. Количественный учет донной фауны юго-западной части Баренцева моря. Тр. ПИНРО, вып. 2, 1938.
- Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И. Генезис и распространение доломитов. В кн. «Карбонатные породы», М., Изд-во «Мир», 1970.
- Форст А. В. Глины как катализаторы нефтеобразования. Изд. ИГ АН СССР, т. 2, 1944.
- Фролова Н. В. Классификация глинистых и песчано-карбонатных пород. «Советская геология», 1939, № 7.
- Хансен А. Р. Закономерности расположения рифов зоны Ратклифф миссисиппийской системы на северо-востоке Монтаны и северо-западе Северной Дакоты. В кн. «Геология и нефтегазосность рифовых комплексов», М., Изд-во «Мир», 1968.
- Хант Дж. М. Происхождение нефти и карбонатных пород. В кн. «Карбонатные породы», М., Изд-во «Мир», 1971.
- Хакимов С. Т. О тектоническом развитии Уртабулакской антиклинали и наличии рифового массива, «Узб. геол. ж.», 1970, № 1.
- Хамрабаев Н. Х. Мусковитизация и двуслюдяные граниты в Зирабулакских и Каратюбянских интрузивах (Западный Узбекистан), Зап. отд. ВМО. Вып. 1, 1962.
- Хамрабаев Н. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хворова И. В. Особенности изучения карбонатных пород. В кн. «Методы изучения карбонатных пород», 1957.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1958.
- Холодов В. Н., Коморова У. В., Кандратьева И. П. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Изв. АН СССР, сер. геол. 1957, № 4.
- Худайназаров Г., Коган В. Д. О битуминозности Гаурдакского среднего месторождения. Изв. АН СССР, 1958, № 5.
- Худайназаров Г. Литолого-битуминологические особенности юрских отложений Большого Балхана. Автореф. канд. дисс. Ашхабад, 1962.
- Хсу К. Дж. Химизм доломитобразования. В кн. «Карбонатные породы», т. II, М., Изд-во «Мир», 1971.

- Чарыгин А. М. Петрография, структура и история развития поверхности палеозойского фундамента Западного Узбекистана и Восточной Туркмении. Автореф. канд. дисс., 1964.
- Честер Р. Геохимические критерии различия карбонатных пород рифовых и нерифовых фаций. В кн. «Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов». М., Изд-во «Мир», 1968.
- Чистяков П. А. Классификация обломочнокарбонатных и карбонатных пород Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1X, 1958.
- Чичибабин А. Е. Основное начало органической химии. М., Госхимиздат, 1954.
- Чуенко П. П. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. ГРУ, т. 50, вып. 33, 1931.
- Чуенко П. П. Геологическая карта Средней Азии (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Тр. ТПЭ, вып. 66, 1937.
- Шарма Г. Д. Геология рифа Петерс, округ Сент-Клэр, Мичиган. В кн. «Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов». М., Изд-во «Мир», 1968.
- Швецов М. С. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе. Бюлл. Моск. общ-ва исп. природы, т. V (3—4), 1927.
- Швецов М. С. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Тр. ВГРО, вып. 83, 1932.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, Горногеол. нефт. издательство, 1934.
- Швецов М. С. История Московского камениугольного бассейна в династическую эпоху. Тр. МГРИ, т. 12, 1938.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, М., Госгеолиздат, 1948.
- Швембергер Н. А. Геологические исследования в Яккобагском и Гузарском районах. Тр. НГРИ, вып. 46, 1935.
- Шехтман П. А. Геология Среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. УзФАН, 1941.
- Щедрин З. Г. О фауне фораминифер Курило-Камчатской впадины. Тр. ИО АН СССР, 27, 1958.
- Эдельштейн П. О. Заметки о юрских слоях Байсунтау. Тр. Геол. Музея, т. IV, вып. 2, 1908.
- Эгамбердыев М. Некоторые особенности строения известняков мела юго-западных отрогов Гиссара. «Узб. геол. ж.», 1964, № 4.
- Эгамбердыев М. [и др.]. К геохимии и битуминологии пород мезозоя Южного и Юго-Западного Узбекистана. Сб. «Вопросы геологии и нефтегазон. Узбекистана», вып. 3. Изд-во «Наука», 1971.
- Эшманов К. Литология, геохимия и палеогеографические условия образования меловых отложений Южного Приаралья в связи с возможной их нефтегазоносностью. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1967.
- Эгамбердыев М. [и др.]. Литофационные и геохимические особенности нефтегазоносных юрских и меловых отложений Узбекистана. Тр. ИГРНИГМ, Ташкент, 1972.
- Юркевич Н. А. Фациально-геохимические исследования для характеристики нефтематеринских отложений. Сб. ИГРГИ «Геохимия нефти и нефтяных месторождений». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Яворский В. И. Stromatoporaidea Советского Союза. Труды ВНИГНИ, нов. сер., т. 8, 1956.
- Ярошенко А. В. Литология, палеогеография и перспективы нефтегазоносности нижнепермских карбонатных отложений Южного Приуралья. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Adams J. E. and Frenzel H. N. Capitan Barrier Reef, Texas and New Mexico. Journ. of Geology, vol. 48, 1950, p. 289.
- Adams J. E., Rhodes M. L. Dolomitization by seepage refluxion, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1912—1920, 1960.
- Ваарс D. L., Petrology of carbonate rocks, In R. O. Bass and S. L. Sharps (Editors), Shelf Carbonates of the Paradox Basin. A. Symposium—Four Corners Geol. Soc., Field Conf., 4th, 101—129, 1963.
- Вакер D. R., Organic geochemistry of Cherokee Group in Southeastern Oklahoma. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 46, 1621—1642, 1962.
- Вакер N. E., Hanson F. R. S. Geological conditions of oil occurrence in the Middle East fields, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 36, 1885—1901, 1952.
- Биттнер А. Beiträge zur Paleontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen Zentralasiatischer Hochgebirge. Jahrbuch d. k. k. Geol., Reichsanst., b. 40. Wien, 1899.
- Bramkamp R. A., Powers R. W., Classification of Arabian carbonate rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1305—1318, 1958.

- Câyêux L., Les Roches Sédimentaires de France. «Roches Carbonatées» (Calcaires et Dolomies), Masson, Paris, 463 p. 1935.
- Chilingar G. V., Bissell H. J., Dolomiti, Ln C. Colombo (Redattore), Enciclopedia del Petrolio e del Gas Naturale. Ente Nazionale Idrocarburi, Roma, 1963.
- Chilingar G. V., Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio, Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, No 2, 1957, June.
- Dunham R. J., Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In W. E. Ham (Editor), Classification of carbonate Rocks—Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 1, 108—121, 1962.
- Dunnington H. V., Generation, migration, accumulation and dissipation of oil in northern Iraq, in: L. G. Weeks (Ed.), Habitat of oil, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla, 1194—1251. 1958.
- Fairbridge R. W., Coarse sediments on the edge of the continental shelf. Amer. Journ. of Science, No 3, 1947.
- Fairbridge R. W., Recent and Pleistocene coral reefs of Australia. Journ. of Geology, vol. 58. 1950. p. 330.
- Fairbridge R. W., The dolomite question, In R. J. Le Blanc and J. G. Breeding (Editors), Regional Aspects of Carbonate Deposition—Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists, Spec. Publ., 5, 125—128, 1957.
- Flügel E., Flügel Kahler E., Microfazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Fiftes der nördlichen Kalkalpen, Mitt. Museums Bergbau, Geol. Technik Landesmuseum «Joanneum», (Craz), 24, 1—128, 1962.
- Folk R. L., Practical petrographis classification of limestones. Bull. of the American association Petroleum Geol. January, 1959, v. 4, No 1.
- Folk R. L., Spectral subdivision of limestone types, In W. E. Ham (Editor), Classification of Carbonate Rocks—Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 62—85, 1962.
- Friedman G. M., Early diagenesis and lithification in carbonate sediments, Journ. Sediment. Petrol., 34, 777—813, 1964.
- Ham W. E. (Editor), Classification of Carbonate Rocks, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okla., 279 p., 1962.
- Hambleton A. W., Carbonate -rock favrics of three Missourian stratigraphic sections in Socorro County, New Mexico, Journ. Sediment. Petrol., 32, 579—601, 1962.
- Henson F. R. S., Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East. Bull. Amer. Assoc. Petrol. vol. 34. 1950.
- Henson F. R. S., Observations on the geology and petroleum occurencies of the Middle East, third world Petroleum Congress, the Hague, 1951, Procudings. Section 1. Geology. Geophysics. Leiden, 1951.
- Illing, Lesslie, V., «Bahaman Calcareous Sands», Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 38, p. 1—35, 1954.
- Imbrie J., Purdy E. G., Classification of modern Bahamian carbonate sediments, In W. E. Ham (Editor), Classification of Carbonate Rocks—Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 1, 253—272, 1962.
- Kihg F. R. B. Geology of the Southern Guadalupe Mountains, Texas. V. S. Geol. Surv. Prof. Paper., No 215, 1948.
- Kraft A. Geologische Ergebnisse einer Reise durch das Chanat Bokhara. Denkschr. der.—Kis. Akad. d. Wiss., 70, Wien. 1901.
- Krynine, Paul D., «The Megascopic Study and Field Classification of Sedimentary Rocks», Jour. Geol. vol. 56. p. 130. 1948 Lapparent J., Lecons de petrographic. Paris, 1923.
- Lecompte M., Les recifs paleozoiques de Belgique. Geol. Rundsch., 47 (1), 384—401, 1958.
- Leighton M. W., Pendexter C., Carbonate rock types, In W. E. Ham (Editor), Classification of Carbonate Rocks—Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem, 1, 33—61, 1962.
- Lindbloom G. P. Lupton M. D., Microbiological aspects of organic geochemistry. Develop. Ind. Microbiol., 2, 9—22. 1961.
- Link T. A. Theory of transgressive and regressive reef (bioherm) development and origin of oil. Bull. AAPG, No 2, 1950.
- Link W. K. Approach to the origin of oil. Oil and Gas Journ., vol. 48, No 45, 1950.
- Link T. A., Source oil in «tar sands» of Athabaska River, Alberta, Canada. Bull. AAPG. No 4, 1951.
- McKee E., Cycles in carbonate rocks. Amer. J. Sci., vol. 251—A—233, 1960.
- Mollazal Y., Petrology and petrography of Ely Limestone in part of Eastern Great Basin, Brigham Youhg Univ. Res. Studies, Geol. Ser., 8, 3—35, 1961.
- Moore W., Ecology of recent foraminifera in northern Florida Bays. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. vol. 41, No 4, 1957.

- Murray J. W., An oil producing reef-fringed carbonate bank in the upper devonian Swan Hills member, Judy Creek, Alberta. Bull. Can. Petroleum Geology, 14, No 1, 1966.
- Nelson H. F., Brown C. W., Brineman J. H., Skeletal limestone classification, In W. E. Ham (Editor), Classification of Carbonate Rocks—Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 1, 224—252, 1962.
- Newell N., The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region. Texas. San Francisco, 1953.
- Odom H. T. Biochemical deposition of strontium, Texas, Univ., Ins. Marine Sci., 4, 39—114, 1957.
- Pia L., Die Rezenten Kalksteine. Zeitschr. f-Kristallogr. Mineralog U, Petrografische Mitteilungen. Leipzig., 1933.
- Plumley W. J., Risley G. A., Graves J. R. W., Kaley M. E., Energy index for limestone interpretation and classification, In. W. E. Ham (Ed.), Classification of Carbonate Rocks—Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 1, 85—107, 1962.
- Pray L. C., Wray J. L., Porous algal facies (Pennsylvanian), Honaker Trail, San Juan Canyon, Utah, In R. O. Bass and S. L. Sharps (Eds) Shelf Carbonates of the Paradox Basin, A Symposium—Four Corners Geol. Soc., Field Conf., 4th, 204—234, 1963.
- Powers R. W., Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks, In W. E. Ham (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. A Symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 122—192, 1962.
- Rich M., Petrographic analysis of Bird Spring Group (Carboniferous—Permian) near Lee Canyon, Clark County, Nevada. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 47, 1657—1681, 1963.
- Rich M., Petrographic classification and method of description of carbonate rocks of the Bird Spring Group in southern Nevada, Journ. Sediment. Petrol., 34, 365—378, 1964.
- Sander B., Contributions to the Study of depositional Fabrick—Rhythmically deposited Triassic Limestones and Dolomites. Am. assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okla., 207 p., 1936.
- Sternberg E. T., Fischer A. G., Holland H. D., Strontium contents of calcites from the Steinplatte Reef Complex, Austria, Geol. Soc. Am., Abstr., 70, 1681, 1959.
- Taft W. H., Haibaugh J. W. Modern carbonate sediments of southern Florida, Bahamas, and Espiritu Santo Island, Baja California, A comparison of their mineralogy and chemistry, Stanford Univ. Publ., Univ. Ser., Geol. Sci., 8 (2), 133 p., 1964.
- Thomas G. E., Grouping of carbonate rocks into textural and porosity units for mapping purposes, In W. E. Ham (Ed.), Classification of Carbonate Rocks—Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 193—223, 1962.
- Tull P., De American Association of petroleum. Geologist Bull. vol. 55, No 3, 1971.
- Vaghan T. W., Corals and the formation of coral reefs.—Smithsonian inst. Annual Report for 1917, 189—276, 1919.
- Vaghan T. W., Ecology of modern marine organisms with reference to paleogeography.—Bull. Geol. Soc. America, 51, No 3, 1940.
- Walther J., Die Adamsbrücke die korallenriffe der Palkstrasse Petermanns geogr. Mitt. Bd. 102, Ergänzungsh, 1891.
- Walther J., Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft., 3. Lithogenesis der Gegenwart. Fischer, Jena, 1055 S, 1893—1894.
- Wolf Karl H., Simplified limestone classification. Bull. Am. Assoc. Petrog. Geol. vol., 44, No 8, Avgust, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Краткий геологический обзор рассматриваемого региона	9
Глава II. Петрографическая характеристика основных типов пород формаций	16
Методика исследования карбонатов	16
Компоненты известняков верхней юры и их распространение	32
Расчленение разрезов, закономерности распределения типов известняков формации по разрезу и зональность их размещения в пространстве	55
Глава III. Литолого-петрографическая и палеонтологическая характеристика, рифовых комплексов келловей-оксфорда	61
Биостратиграфическое расчленение рифовых фаций и цикличность в рифо- образовании	64
Условия залегания рифа в структурах Денгизкульского поднятия и Кара- кумской площади	73
Палеоэкология рифостроящих и рифолюбивых организмов келловей-окс- фордского палеоводоема	75
Глава IV. Фациально-палеогеографические условия формирования карбонатов келловей-оксфорда	79
Рифообразование и связь его с циклами карбонатного седиментогенеза	81
Фациальные пояса и зоны карбонатообразования келловей-оксфордского водоема и их влияние на рифообразование	89
Глава V. Минералого-геохимические особенности карбонатов келловей-окс- форда Узбекистана и оценка их перспективности на нефть и газ	104
О соотношениях доломита и кальцита в породах формации	104
Характер распределения глинистых минералов и минеральных новообразо- ваний в отложениях карбонатной формации	115
Закономерности распределения химических элементов в карбонатной форма- ции	120
Карбонатные комплексы выделенных фациальных поясов и их значение в ге- нерации и аккумуляции углеводородных флюидов	137
Заключение	158
Литература	163

Мурат Хусайнович Арифджанов

РИФОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДА УЗБЕКИСТАНА

*Утверждено к печати
Ученым советом ИГИРНИГМА*

Редактор *Р. Якубович*
Художник *В. Ворохов*
Технический редактор *Х. Карабаева*
Корректор *Н. В. Хазов*

Р05371. Сдано в набор 8/XII-1974 г. Подписано к печати 16/VI-1975 г. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типо-
граф. № 1. Бум. л. 5,75. Печ. л. 16,1. Уч.-изд. л. 15,2 (1 вкл.). Изд. № Н—10. Тираж 500. Цена 1р. 65 к.
Заказ 4-536.

Набрано и отматрицировано на книжной фабрике им. М. В. Фрунзе Республиканского производственного
объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, г. Харьков, Донец-Захаржевская, 6/8.

Отпечатано в типографии издательства «Фин» УзССР, Ташкент, проспект Максима Горького, 21.

Адрес издательства: Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Цена 1 р. 65 к.

1636