

УДК 551

СТРУКТУРА И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЮРСКОГО РИФОГЕННОГО МАССИВА ШАЛБУЗДАГ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)

© 2025 г. Ю. О. Гаврилов*

Геологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: yugavrilov@gmail.com

Поступила в редакцию 28.01.2025 г.

После доработки 28.02.2025 г.

Принята к публикации 10.03.2025 г.

Рассмотрено строение верхнеюрского рифогенного комплекса горного массива Шалбуздаг (южный Дагестан). Он являлся западным сегментом Шахдагской зоны барьерного рифа: к северу от него находилась область мелководного осадконакопления карбонатной платформы Большого Кавказа, к югу — Дибрарский прогиб, где накапливались мощные толщи карбонатного и терригенного флиша. В плане рифовый массив имеет приблизительно кольцевидную форму диаметром около 4 км. На его территории расположены несколько крупных рифовых построек, в центре которых находится биогенное карбонатное куполовидное по форме ядро, окруженное шлейфом осадочных слоев, залегающих сравнительно круто. Здесь также располагаются многочисленные более мелкие образования — биогермы, размером от нескольких до первых десятков метров. Рифообразующая фауна представлена кораллами, гастроподами, брахиоподами, различными видами водорослей и др. Межрифовое пространство заполнено осадочными породами, которые являются преимущественно продуктами денудации рифогенных построек. В этих толщах часто наблюдается градиционная цикличность. В структуре западного края массива по соотношению биогенных и осадочных отложений можно выделить не менее 3 крупных импульсов в его формировании. Факторами, в наибольшей степени повлиявшими на образование рифогенного комплекса Шалбуздага, следует, по-видимому, считать: 1) изменения климата, от гумидного в средней юре — к аридному в поздней юре; 2) приуроченность к переходной зоне между областями с разным режимом тектонического развития и типом осадконакопления; 3) колебания уровня моря разного порядка.

Ключевые слова: Южный Дагестан, верхняя юра, рифогенный массив, барьерный риф, биогермы, изменения климата, осадконакопление, Дибрарский прогиб, карбонатная платформа, колебания уровня моря, палеокарст

DOI: 10.31857/S0024497X25040018, **EDN:** JDOCKQ

Мезозойские осадочные комплексы Большого Кавказа в процессе своего становления неоднократно претерпевали существенные и довольно резкие литологические и геохимические изменения под влиянием таких факторов, как смена тектонического режима района, климатические флуктуации, эвстатические колебания уровня моря, некоторые другие. В частности, такие изменения были характерны для юрской истории региона. Так, в ранней и средней юре в бассейне Большого Кавказа (Б. Кавказ) в условиях теплого гумидного климата накапливались литологически более или менее сходные терригенные (силико-кластические) толщи, что сопровождалось в определенных фациальных обстановках образованием

также угленосных отложений. В конце средней юры — в позднем бате — территория Б. Кавказа испытала поднятие и проявление умеренной по интенсивности складчатости, что привело к перерыву в осадконакоплении [Гаврилов, 2005; Геология СССР, 1968; Леонов, 1969, 2007; Юра Кавказа, 1992 и др.].

В дальнейшем — в келловее — морское осадконакопление возобновилось. Если в начале келловейского века климат еще сохранял черты среднеюрского времени, то в среднем келловее ситуация начала существенно и быстро меняться, и на значительной территории современного юга России и сопредельных районов произошли глубокие климатические изменения: существовавшие здесь

ранее обстановки гумидного осадконакопления сменились образованием принципиально иных, присущих отчетливо выраженному аридному климату красноцветных и пестроцветных отложений, что в определенных фациальных условиях сопровождалось образованием эвапоритовых (гипсоносных и галогенных) толщ, а также рифогенных структур [Бендукидзе, 1982; Геология СССР, 1968; Леонов, Логинова, 1956; Ясаманов, 1978 и др.].

Однако для поздней юры была характерна не только климатическая перестройка, но и имевшие место на территории Б. Кавказа структурно-тектонические изменения. Так, здесь произошла отчетливая дифференциация областей с различным типом осадконакопления: на месте южной системы байосско-батских прогибов возникли троговые прогибы, в которых накапливались мощные толщи терригенного и карбонатного флиша. На Восточном Кавказе им соответствовал Дибрарский прогиб. С севера этот прогиб был ограничен Шахдагской зоной барьерного рифа, который протягивался от западной ее части в южном Дагестане (г. Шалбуздаг, рис. 1) к востоку по территории Азербайджана и выражен

в виде цепочки рифовых построек вплоть до горы Бешбармак, расположенной вблизи побережья Каспийского моря. С юга Дибрарский прогиб также окаймлялся полосой рифовых известняков (Вандамская зона).

Следует отметить, что в более северных частях региона — в пределах Затеречной зоны Терско-Каспийского прогиба — также возможно существование полосы рифовых массивов. Это предположение основывается на результатах сейсморазведочных работ, проводившихся с целью поиска объектов антиклинального и неантиклинального типов [Сианисян и др., 1992]. На сейсмических разрезах во временном интервале, соответствующем верхнеюрским отложениям, были выделены участки со своеобразной волновой картиной, которые отвечают критериям выделения геологических тел, по форме соответствующих биогермным постройкам [Стор и др., 1989 и др.].

К северу от субширотной линейной Шахдагской зоны рифов накапливались мелководные, в том числе лагунные осадки (преимущественно известняки, доломиты, красноцветные, эвапориты,

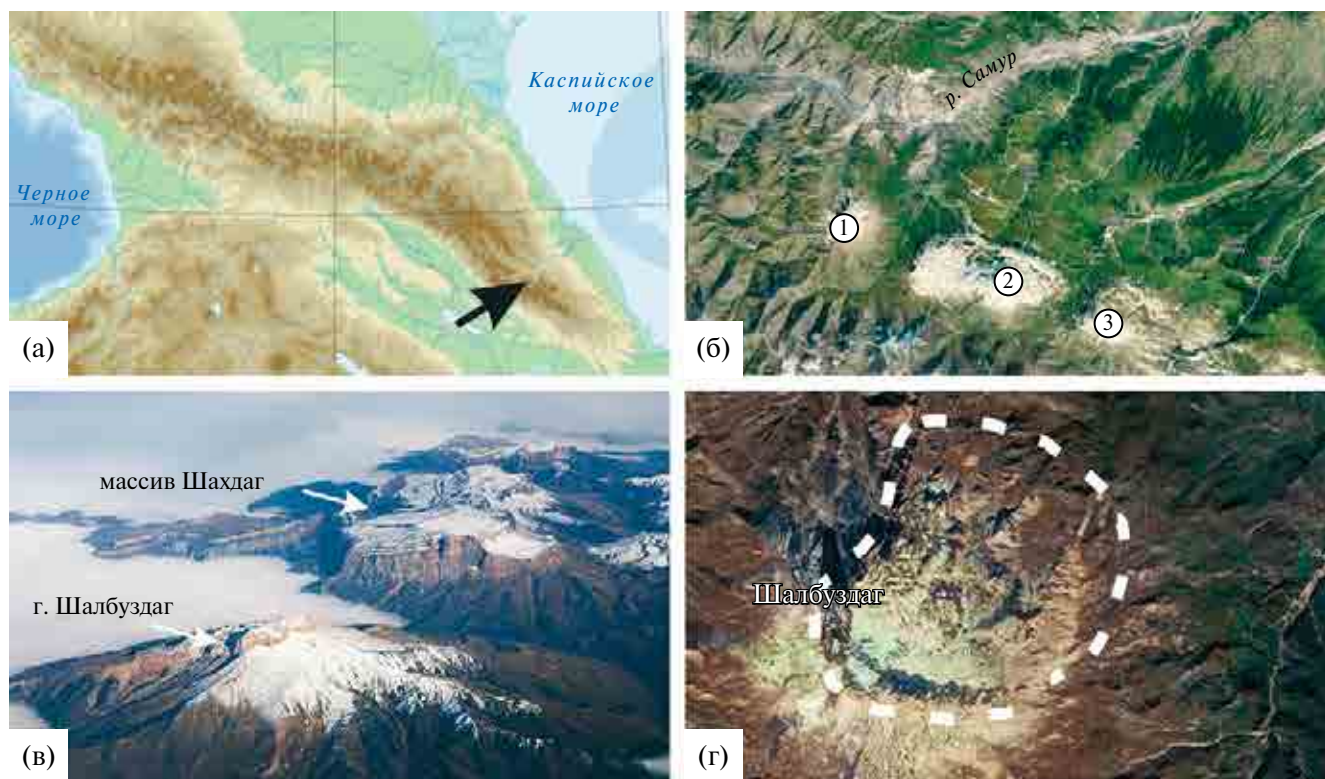


Рис. 1. Расположение горного массива Шалбуздаг в структуре Большого Кавказа.

а — местонахождение Шалбуздагского массива на карте рельефа Кавказа; б, в — рифогенные горные массивы западной части Шахдагской зоны барьерных рифов (б — вид из космоса, в — вид с самолета); г — гора Шалбуздаг (1), гора Шахдаг (2), гора Гейдар (3); г — контур современной структуры горного массива Шалбуздаг (вид из космоса, данные GoogleEarth).

терригенные отложения). Эта область охватывала большую часть территории Северного Кавказа, а также южные части Скифской плиты. Вся эта обширная площадь мелководного морского и лагунного осадконакопления вместе с зоной барьерных рифов может рассматриваться как карбонатная платформа, на что обращал внимание В.Г. Кузнецов [Кузнецов и др., 1992; Kuznetsov, 1993]; ряд вопросов, связанных со строением, особенностями структуры южной окраины карбонатной платформы на примере района массива Шахдаг был рассмотрен нами ранее [Гаврилов, 2018]. Различные вопросы формирования карбонатных платформ обсуждались в многочисленных публикациях [Bosellini, 1984; Funk et al., 1993; Goldhammer, Harris, 1989; Keim, Schlager, 2001; Kendall, Schlager, 1981; Kenter, 1990; Pomar, 1991, 2001; Schlager, 2005; Schlager et al., 1994 и мн. др.].

Отметим, что в более западных районах Южного склона Большого Кавказа аналогичная формационная конфигурация была характерна для Новороссийского флишевого прогиба и соседствовавшими с ним цепочками барьерных рифов (Ахцу-Кацирха, Рачинская, Лагонакская зоны), которые отделяли прогиб от северной области осадконакопления [Габдуллин и др., 2014; Кабанова, 1966; Кабанова и др., 1969; Конюхов, Комардинкина, 1956; Юра Кавказа, 1992 и др.]. В дальнейшем — в середине неокома (преимущественно в готериве) резко возросла, вплоть до преобладающей, доля терригенного материала в общем балансе осадков, карбонатная платформа потеряла свои характерные диагностические признаки и перестала существовать.

В Кавказском регионе рифогенные образования установлены также в доюрское время. Исследования литолого-фациальных особенностей норийско-рэтской карбонатной формации Западного Предкавказья позволили выделить здесь несколько осадочных комплексов, которые образуют последовательный ряд, характерный для зон барьерных рифов [Бойко, 2022; Бойко, Пушкарский, 1983 и др.]. Последовательность литолого-фациальных комплексов следующая: 1 — относительно глубоководные отложения, 2 — фронтальные отложения барьерных рифов, 3 — образования барьерного рифа, 4 — тыловые отложения барьерных рифов, 5 — образования внутреннего шельфа. Этим комплексам присущи определенные наборы пород, тектоническая приуроченность и условия образования. Сравнение их с юрскими рифогенными зонами демонстрирует значительное сходство между ними.

Резкие фациальные переходы между верхнеюрскими отложениями глубоководных прогибов и осадочными комплексами барьерных рифов обусловлены их приуроченностью к зонам крупных разломов [Бурштар и др., 1967 и др.].

Отметим, что по своему тектоническому и палеогеографическому положению рифовые формации Кавказа имеют сходные черты с пермскими рифовыми системами, простиравшимися вдоль восточного края Русской плиты по границе с Предуральским прогибом. Палеозойские рифовые формации прослежены от Прикаспийской впадины до Тимано-Печорской плиты [Антошкина, 2003; Беленицкая и др., 2015; Жемчугова, 1998; Antoshkina, 1998 и др.].

Целью наших исследований было изучение южного края карбонатной платформы [Гаврилов, 2018], а именно — западного сегмента Шахдагской зоны барьерных рифов, представленного крупным рифогенным горным массивом Шалбуздаг, который располагается в Южном Дагестане на правом берегу р. Самур.

Вопросы формирования рифогенных комплексов представляют интерес как в историко-геологическом отношении, так и в связи с часто отмечаемой приуроченностью к ним полезных ископаемых — как рудных, так и различного типа углеводородов [Беленицкая и др., 2015 и др.].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования проводились автором в разные годы в период 2010–2022 гг. Маршрутное изучение рифогенного комплекса Шалбуздаг осуществлялось как в пределах территории этой структуры, так и с внешних ее сторон для выяснения соотношения с подстилающими отложениями и для оценки общей структуры массива. Значительное место в изучении массива занимали фотосъемка деталей структуры рифогенных образований и дешифрирование полученных фотоматериалов, что в ряде случаев было единственным способом выяснить особенности его строения в связи с большой высотой и крутизной (вплоть до вертикального) обнажений карбонатных толщ.

Для характеристики геологических особенностей этого объекта использовались также материалы, опубликованные в ряде статей и монографий [Большой Кавказ..., 2007; Юра Кавказа, 1992; Хаин, 1950 и др.], а также приведенные в отчетах по геологической съемке этого района фондовые материалы [Паниев и др., 1980; Пшеничный и др., 1964 и др.].

Следует отметить, что массив Шалбуздаг выгодно выделяется среди других рифогенных образований Шахдагской зоны тем, что составляющие его структуры рифогенные постройки отпрепарированы эрозией, что позволяет наблюдать на площади структуру массива. В то время как, например, в случае массива Шахдаг — залегающие в его нижней части рифогенные структуры перекрыты мощной толщей меловых отложений [Гаврилов, 2018], что не позволяет наблюдать строение массива в плане, а с севера рифы ограничены обрывом — высокой вертикальной стеной, прямые наблюдения которой проводить сложно.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНОГО МАССИВА ШАЛБУЗДАГ

Горный массив Шалбуздаг в плане представляет собой кольцевую или эллиптическую структуру диаметром около 4 км (см. рис. 1г, рис. 2). С запада массив ограничен высокой почти вертикальной стеной в основном карбонатных пород, наивысшая точка которой достигает высоты 4122 м. Резкий характер западной границы и особенности строения осадочной толщи (см. ниже) позволяют предполагать, что первоначально массив имел продолжение на некоторое (сравнительно небольшое) расстояние к западу, но в дальнейшем в результате тектонических дислокаций и эрозии — эта его часть была разрушена и денудирована.

К востоку высота массива постепенно уменьшается (см. рис. 2), и крайние восточные (последние) карбонатные образования массива расположены на высоте около 2500 м.

Анализ структуры массива показывает, что он представляет собой совокупность рифогенных построек различной величины и формы. Пространство между рифами заполнено в основном продуктами их разрушения (денудации). Соответственно, формирование массива определялось различными процессами: рост биогенных построек — как вертикальный, так и боковой (латеральный); образование вокруг них шлейфа осадков, образующих крутозалегающие пласты; заполнение межрифового пространства осадочным материалом — продуктами разрушения биогенных структур, слагающими слои, характер залегания которых варьирует от пологого или почти горизонтального до довольно крутого. Наблюдаемая в карбонатных породах массива трещиноватость имеет тектоническую природу и иногда затрудняет дешифрирование и выделение первоначальной структуры осадочно-биогенных образований.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МАССИВА ШАЛБУЗДАГ

Массив Шалбуздаг слагают отложения верхней юры. Разрез представлен брекчированными известняками, доломитами с горизонтами брекчий, в низах отмечаются кремнистые известняки.

Стратиграфически отложения верхней юры охватывает оксфордский, кимериджский и титонский ярусы. Как отмечалось в геологических отчетах З.С. Паниева¹ и Л.В. Пшеничного², при проведении геологической съемки эти ярусы картировались преимущественно вместе, хотя в отдельных обнажениях удавалось выделить оксфорд-кимериджский и титонский ярусы раздельно. Присутствие келловейского яруса в этом районе фаунистически не доказано.

Толща массива с разрывом залегает на отложениях верхнеааленской гепцайской свиты, аргиллиты которой местами освещены вследствие процессов палеовыветривания. По данным З.С. Паниева (Паниев и др., 1980)¹, на восточной периферии массива в основании верхнеюрского разреза залегают светло-серые известняки (около 6 м) с прослоями (0.5–0.7 м) зеленовато-серых мергелистых известняков. В основании отмечаются гнезда пирита. Выше залегает пачка (20 м) пятнистых известняков с кремневыми стяжениями, на которых залегает пачка (35–40 м) кремнистых известняков. Выше по разрезу следует толща известняков (более 40 м), в которых наблюдаются интервалы брекчирования и плитчатой отдельности. Далее следуют опять светло-серые кремнистые известняки. Общая мощность оксфорд-кимериджских отложений здесь достигает 126 м; в других местах этого района она варьирует на несколько десятков метров, как в сторону увеличения (перевал Сельды), так и уменьшения (южный склон г. Ерыдаг и др.). По наблюдениям З.С. Паниева, оксфорд-кимериджские отложения характеризуются светлыми разностями пород, в отличие от перекрывающих их пестроцветных отложений титонского яруса.

Оксфорд-кимериджский возраст отложений региона обосновывается фауной аммонитов. В частности, в массиве Шалбуздаг в пелитоморфных известняках под горизонтом брекчий

¹ Паниев Э.С., Кузубов П.П., Губкина А.Н. и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000 // Отчет Самурской геолого-съемочной партии по работам 1976–1979 гг. в Дагестанской АССР и Азербайджанской ССР. Ессентуки, 1980.

² Пшеничный Л.В. и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000 // Отчет Самурской и Курахской ГСП по работам 1963 г. Ессентуки, 1964.

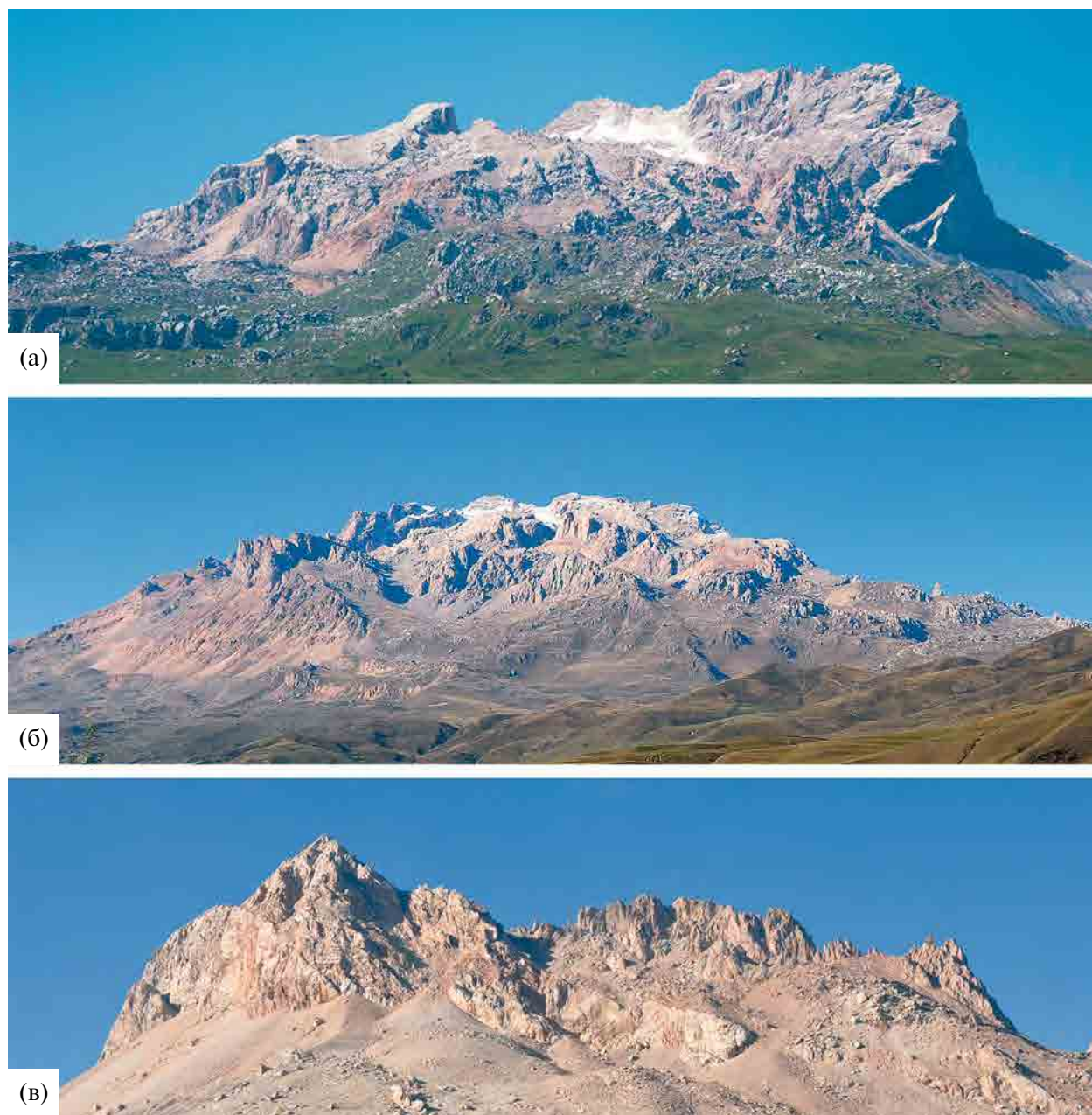


Рис. 2. Рифогенный массив горы Шалбуздаг.

Виды массива с разных сторон света: а — с севера, б — с востока, в — с юга, вид с запада — см. рис. 10.

найден аммонит *Arisphinctes cf. ariprepes* Buckm. В различных местах массива найдена также оксфорд-титонская фауна: *Lacunosella visulica* (Orpel), *Rhactorynchia corallina* (Leym.), *Ismenia* gf. *Pectunculoides* Schloth. и др. (Пшеничный и др., 1964)².

Следует отметить, что характер базальных отложений может меняться, и на западном окончании массива основание толщи J_3 выглядит несколько иначе — над контактом с аргиллитами средней юры залегает пачка переслаивания

мергелисто-глинистых и карбонатных слоев (несколько метров).

В разрезе массива Шалбуздаг к титонскому ярусу относится толща кремовато-серых известняков, пятнистых буро-красных органогенных коралловых доломитов, песчаников с горизонтами брекчий. Общая мощность толщи оценивается в 300 м (Паниев и др., 1980)¹. По данным геологической съемки, общая мощность отложений оксфорд-кимеридж-титонского возраста составляет более 426 м (Пшеничный, 1964 и др.)². Причем в

средней части (примерно 65 м) преобладают доломиты пятнистые, с пустотами выщелачивания, сменяющиеся вверх по разрезу доломитизированными криптокристаллическими известняками. Эти геологи считают также, что в структуре разреза можно выделить два горизонта с преобладанием брекчий. Нижний (15 м) представлен крупнообломочной известняковой брекчией, в составе обломков которой преобладают пестрые известняки, песчаники, мергели, алевролиты; цемент серый, карбонатный. Верхний горизонт (30–35 м) перекрывает все нижележащие породы и состоит из крупных и средних обломков подстилающих коралловых известняков; цемент песчано-карбонатный. В целом, основными породами разреза являются кремнистые брекчированные известняки, пелитоморфные брекчированные доломитизированные известняки, доломиты, кварц-карбонатные песчаники (Пшеничный и др., 1964)².

В коллективной монографии под редакцией К.О. Ростовцева “Юра Кавказа” [1992] приводится следующая характеристика верхнеюрской толщи массива Шалбуздаг: в основании шахдагской свиты (средний оксфорд–титон) залегают брекчиевидные песчаные известняки (50 м), выше — розовато-серые рифогенные известняки и доломиты (220–270 м), а в кровле — массивные доломиты и известняки (85 м). Общая мощность — до 355 м.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА РИФОГЕННОГО МАССИВА

На площади кольцевой структуры Шалбуздагского массива можно распознать несколько крупных рифогенных построек (рис. 3), которые имеют как схожие элементы в своей структуре, так и некоторые отличия. В структуре постройки, показанной на рис. 3б, можно выделить следующие элементы. В ее центральной части располагается куполообразное поднятие — биогенное ядро, облекаемое слоями, сложенными как осадочным материалом, так и слоями, по-видимому, водорослевой природы. Строение этого поднятия можно оценить по его изображению с противоположной стороны (рис. 4к), где оно частично отпрепарировано эрозией. Окружает поднятие зона развития гораздо более рыхлых отложений, в составе которых, очевидно, присутствует заметная доля терригенного материала; в этих отложениях залегают небольшие по толщине прослои карбонатных пород. Этой зоне соответствует отчетливо выраженное понижение (депрессия) в рельефе. В свою очередь, зона глинистых (?) осадков окантовывается полосой развития карбонатных пород,

образующих внешнюю часть рифогенной структуры (постройки) в виде довольно круто залегающих плотных карбонатных пород.

Интересной особенностью в структуре другого рифогенного образования является появление на вершине куполовидной постройки округлого понижения в рельефе, заполненного относительно нетвердым (видимо, в основном глинистым) материалом (см. рис. 3в). В остальных же частях структура этого рифогенного сооружения аналогична описанному выше, что хорошо видно при их сравнении (см. рис. 3б, 3в). Здесь также слои, образующие окружающий ядро шлейф (периферия рифовой постройки), залегают очень круто (см. рис. 3в).

В пределах массива Шалбуздаг можно выделить еще несколько (3–4) крупных кольцевых рифогенных построек со схожим относительно сложным строением. Однако некоторые из них в результате проявления тектонических процессов — преимущественно стрессовых напряжений — хуже сохранили свою первоначальную структуру. Тем не менее их существование достаточно уверенно устанавливается по сохранившимся крупным фрагментам рифовых образований.

Помимо крупных рифогенных структур в пределах Шалбуздагского массива встречаются многочисленные биогермные постройки относительно небольшого размера — от нескольких метров — до первых десятков метров в диаметре (см. рис. 4а–4и). Как правило, в них хорошо выражено биогенное ядро, нарастающие на него слои водорослевого(?) происхождения и примыкающие к нему или перекрывающие его слои осадочных пород. Ядра биогермных построек могут иметь различную форму — от пологого купола до шаровидного образования. В плане эти постройки часто также окаймляются крутозалегающими слоями, образующими кольцевую структуру (см. рис. 4).

Если в пределах центральных частей карбонатной платформы крупные биогенные постройки хорошо отпрепарированы эрозией и обнажаются на дневной поверхности, то в ее периферийных частях в ряде мест в обрывах можно наблюдать погребенные биогенные постройки, перекрытые осадочным чехлом (см. рис. 4н), который образован продуктами эрозии смежных биогенных структур. Эти слои осадочных пород заполняют пространство между биогенными постройками, залегая почти горизонтально и упираясь в них. Прилегание слоистой толщи к крупной биогенной постройке наблюдается также на северо-восточном сегменте западного окончания массива (см. рис. 10). За пределами основной кольцевой структуры рифогенного массива

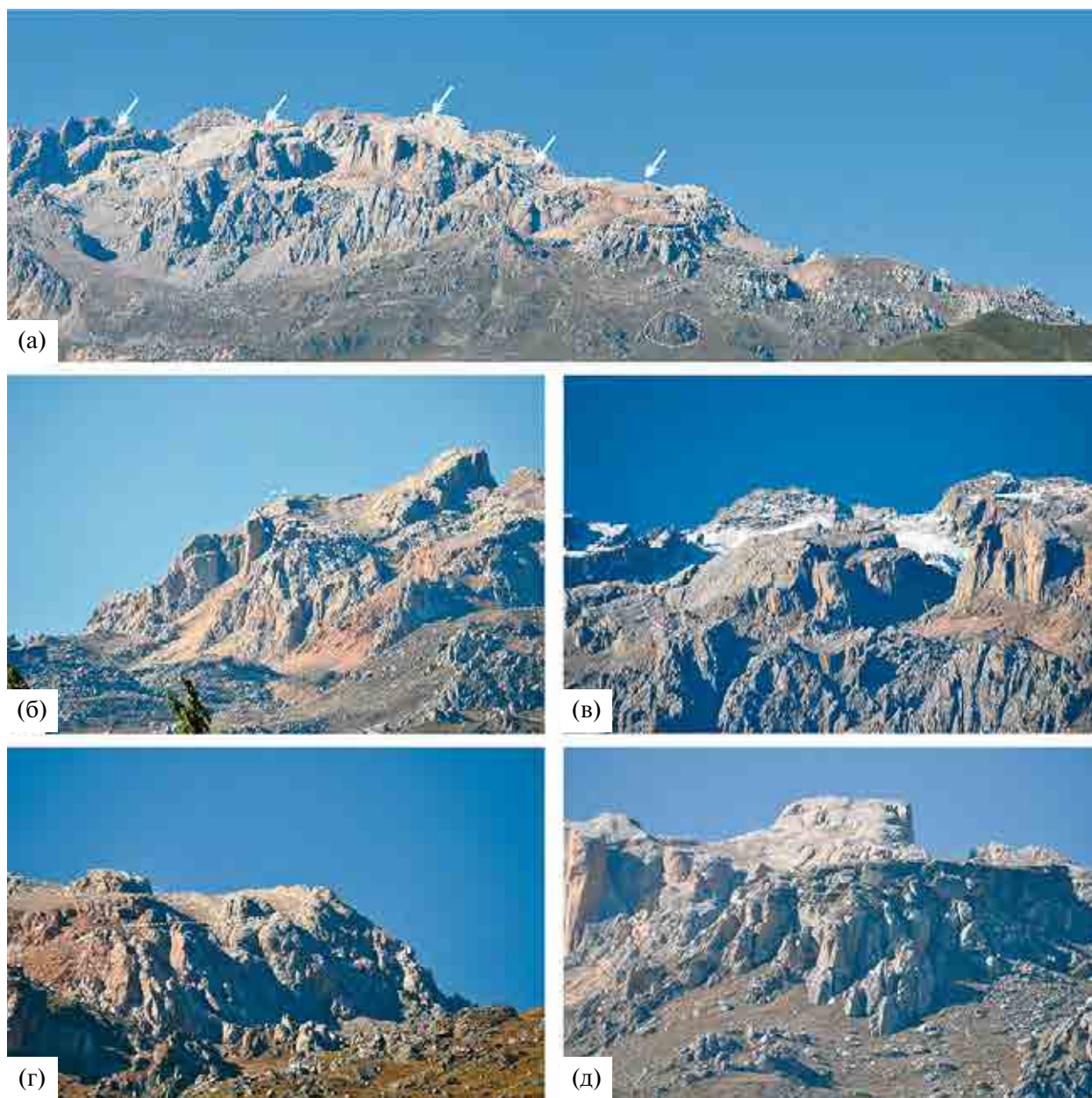


Рис. 3. Кольцевые рифовые структуры внутри массива Шалбуздаг. Стрелками отмечены наиболее крупные рифогенные структуры.

горы Шалбуздаг — на территории развития глинистых отложений средней юры встречаются одиночные биогермные постройки различного размера и формы (см. рис. 4л, 4м).

ХАРАКТЕР ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ И ИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Полную последовательность слоев осадочных пород в пределах рифогенного массива составить сложно, поскольку единого их разреза нет, а фрагменты осадочной толщи на территории массива

разобщены, и образование их контролировалось не только общими, но и локальными факторами.

Наклон слоев осадочных пород зависит от их взаимоотношения с биогенными постройками и, в связи с этим, варьирует в широких пределах — от горизонтального залегания до относительно крутого — до 45° и более (рис. 5).

Толщина слоев также меняется в широких пределах — от нескольких сантиметров до 0.5 м и более. Около крупных биогенных структур, как правило, толщина слоев возрастает по сравнению со слоями, тяготеющими к относительно мелким биогермам.



Рис. 4. Биогермные постройки района рифогенного комплекса Шалбуздаг (α – биогенное ядро биогерма, β – слои, окаймляющие центральную часть биогермной постройки (осадочного или биогенного происхождения). а–к – различные по морфологии биогермы на территории рифогенного массива; л, м – биогермные постройки, расположенные за пределами массива в зоне развития среднеюрских терригенных отложений (южный склон г. Шалбуздаг); н – рифогенные постройки, погребенные под осадочным чехлом в восточной части массива.

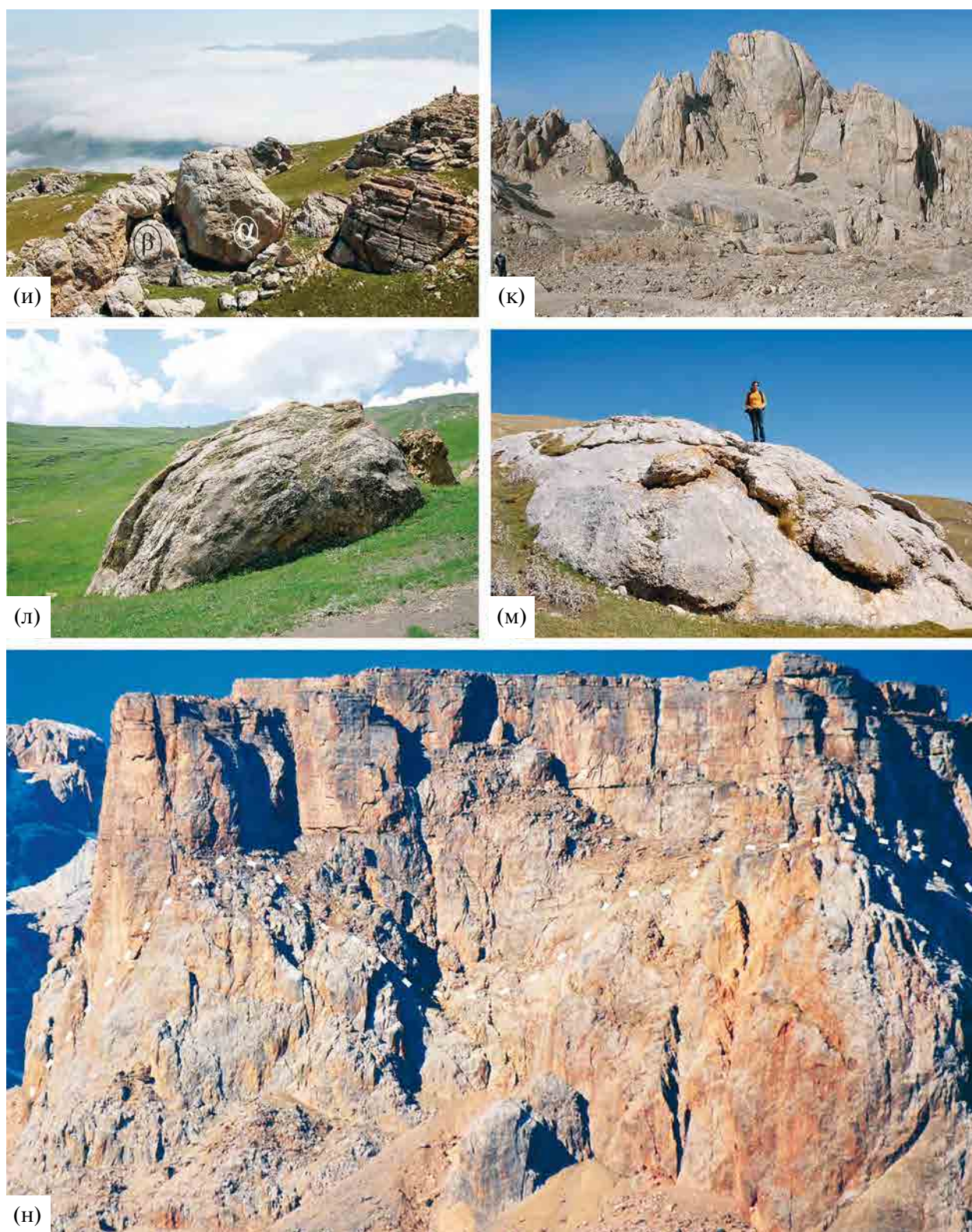


Рис. 4. Продолжение.

Для интервалов осадочных пород часто бывает характерна цикличность, которая заключается в чередовании слоев с градиционной

текстурой (рис. 6). Причем в основании циклитов часто залегают крупнообломочные брекчии с размером обломков известняков до 10–20 см.

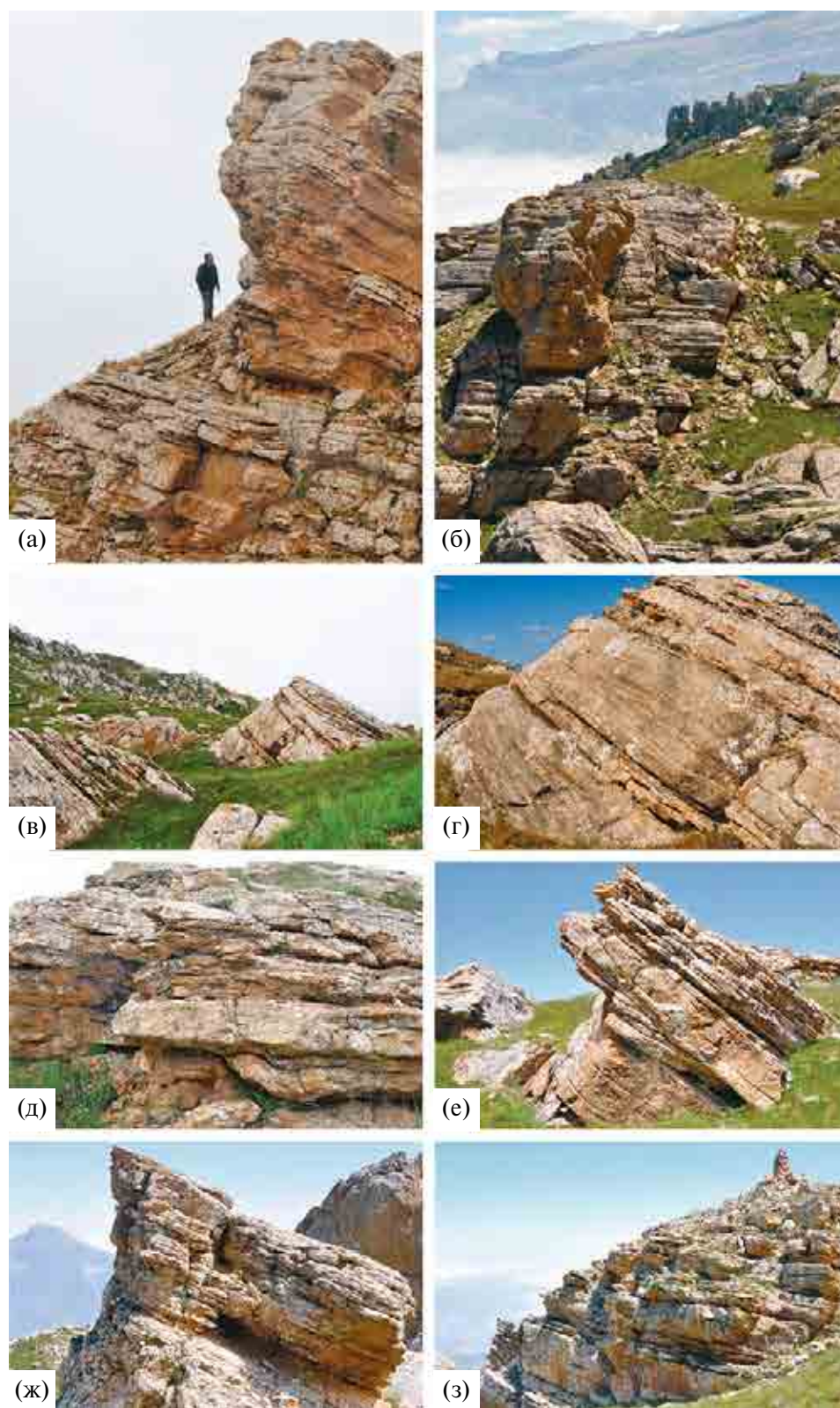


Рис. 5. Характер залегания и напластования отложений в толщах межрифового заполнения. а–з — примеры обнажений осадочных пород из разных частей рифогенного массива; залегание слоев от горизонтального до относительно крутого (до 45° и более), что не связано с тектоническими деформациями; часто отмечается нерегулярный характер напластования, невыдержанность слоев по простиранию вплоть до их выклинивания.

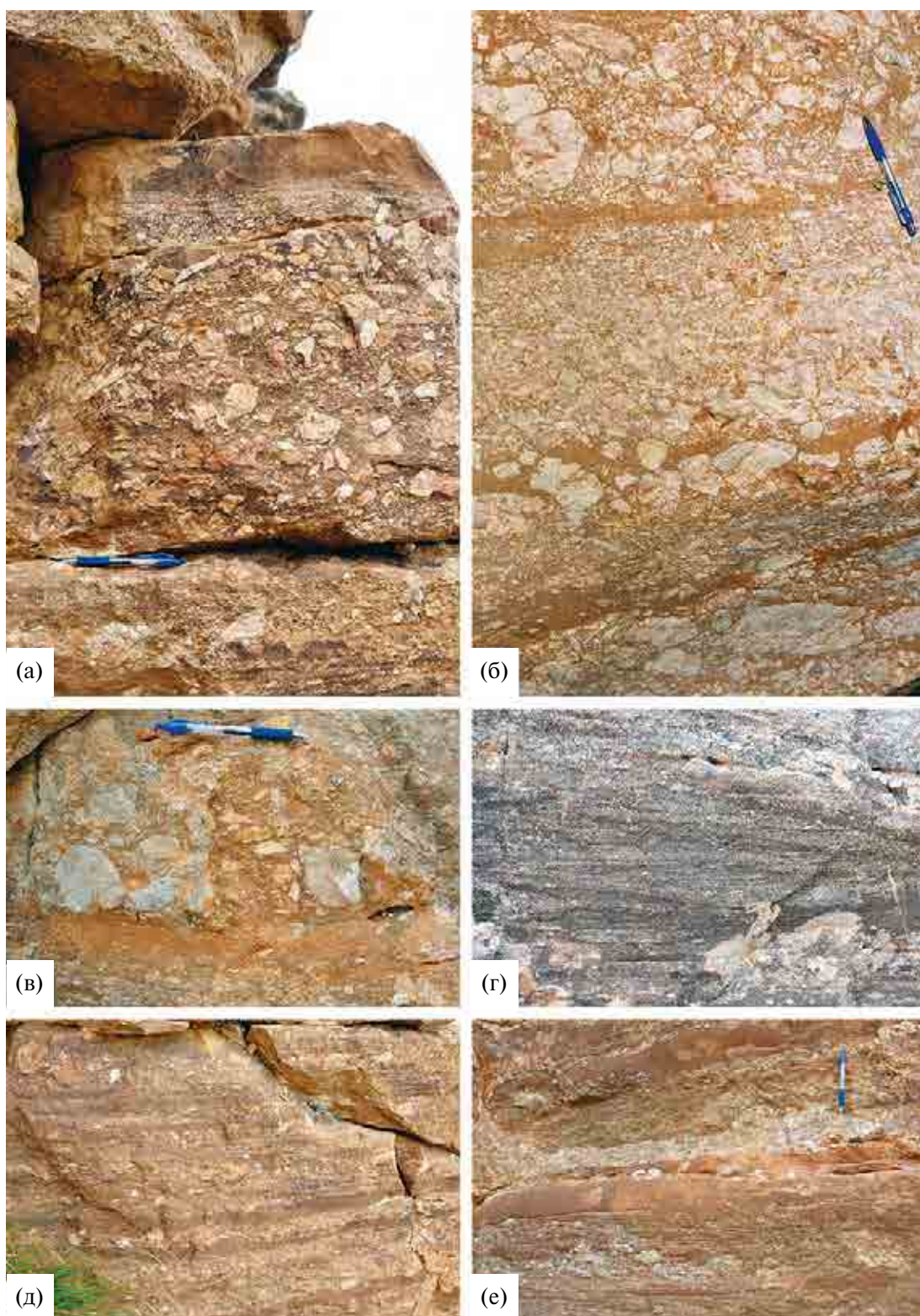


Рис. 6. Различные типы пород, слагающие осадочные серии, которые заполняют межрифовое пространство.

а–в – циклиты с градиционной текстурой; нижние элементы циклитов сложены грубообломочной брекчией с крупными неокатанными обломками биогенных известняков; г – песчаники с пологой косою слоистостью; д, е – циклический характер относительно мелкозернистых отложений с градиционной текстурой.

При этом обломки преимущественно остроугольные, неокатанные, признаки их слабой окатанности наблюдаются в единичных случаях. Переход к верхней части циклита, как правило, постепенный; в верхней части циклита осадочный материал бывает представлен сравнительно тонкозернистой известковой массой, окрашенной часто в красновато-коричневые тона (см. рис. 6). Изредка в слоях отмечается перекрестная пологая косяя слоистость (см. рис. 6г). Знаки ряби на поверхности слоев отмечены в единичных случаях.

Фауна-рифообразователь. При исследовании пород рифогенного массива встречаются многочисленные остатки фауны. Строителями рифов выступали различные виды организмов. Обзор развитой здесь фауны ранее приводился в работах В.П. Ренгартена [Ренгартен, 1909 и др.], К.И. Богдановича [Богданович, 1902], в отчетах по геологической съемке территории (Паниев и др., 1980¹; Пшеничный и др., 1964²) и др. Довольно часто раковины макрофауны, заключенные в известняковых пластах, настолько многочисленны, что их количество равноценно или преобладает над цементирующей их карбонатной массой (рис. 7а, 7б). Значительный вклад в процесс формирования рифов вносили кораллы. Причем кораллы были представлены формами разнообразного таксономического состава (см. рис. 7в–7д). На плоскостях напластования известняков нередко встречаются скопления раковин брахиопод (см. рис. 7е), размер которых достигает 5–7 см. В известняках встречаются также крупные фрагменты криноидей, толщина стеблей которых достигает 3–4 см (см. рис. 7 ж); в формировании пород принимали участие различные виды водорослей, гастроподы, пелециподы, мшанки и др. (см. рис. 7з). Скелеты этих организмов слагают как центральные части рифовых построек, так и пласты органогенных известняков.

Трещины усыхания. В пределах рифогенного комплекса неоднократно наблюдались поверхности слоев с трещинами усыхания, придающие этим слоям полигональный облик (см. рис. 8а–8в). Трещины такого рода проникают вниз на глубину в несколько сантиметров и бывают заполнены более темным, преимущественно глинистым материалом. Присутствие в разрезе слоев с полигональной структурой поверхности может указывать на осушение территории в результате падения уровня моря (в том числе эвстатического). Этот фактор несомненно оказывал существенное влияние на формирование архитектуры осадочной толщи.

Наряду с трещинами усыхания на тех же поверхностях слоев встречаются протяженные

линейные трещины (см. рис. 8а), рассекающие осадочную толщу на значительно большую глубину. Такого типа трещиноватость, часто наблюдаемая в карбонатных породах массива, имеет приблизительно субширотное простирание, что позволяет связывать ее образование с тектоническими напряжениями субмеридионального направления. Тектонический фактор оказал влияние на итоговый облик рифогенного массива, сформированный уже в постюрское время.

Карстовые процессы. На поверхности некоторых биогенных построек были отмечены крупные каверны, углубления (первые метры), заполненные горизонтально залегающими преимущественно тонкослоистыми отложениями; в ряде случаев они подстилаются слоем грубообломочных пород (рис. 9). Как правило, отложения в этих полостях окрашены гидроксидами железа в коричневато-красные цвета. Такие образования, по нашему мнению, можно рассматривать как результат развития палеокарста в периоды понижения уровня моря в титонское время и выхода на дневную поверхность еще относительно слаболитифицированных карбонатных пород.

Особенности структуры западной части рифогенного массива. В скальных обнажениях западного края Шалбуздагского массива можно наблюдать ряд контактов-взаимоотношений биогенных структур массивных известняков и слоистых осадочных толщ, которые позволяют оценить временную последовательность их образования (рис. 10). Здесь, как отмечалось выше, над аргиллитами средней юры, в основании верхнеюрской толщи залегает пачка переслаивания пластов глинистых мергелей и карбонатных пород (см. рис. 10а, 1). Аналогичная картина наблюдается в основании Шагдагского массива, где в ней присутствуют также многочисленные олистолиты карбонатных пород [Гаврилов, 2018]. На эту пачку налегает основание крупной биогенной куполообразной линзы известняков (см. рис. 10а, 2). На рисунке видно, что с восточной стороны к ней примыкает слоистая толща осадочных пород (см. рис. 10а, 3), которые в основном являются продуктами эрозии, разрушения рифогенных построек. Причем прилегание слоистой толщи к массивным известнякам прослеживается до самого их верха. Выше – по сравнительно резкому контакту на нижележащие известняки и слоистую толщу налегает другая известняковая линза, по форме аналогичная залегающей ниже, но несколько меньшая по размеру (см. рис. 10а, 4). К ней также прилегает фрагмент слоистой осадочной толщи (см. рис. 10а, 5).

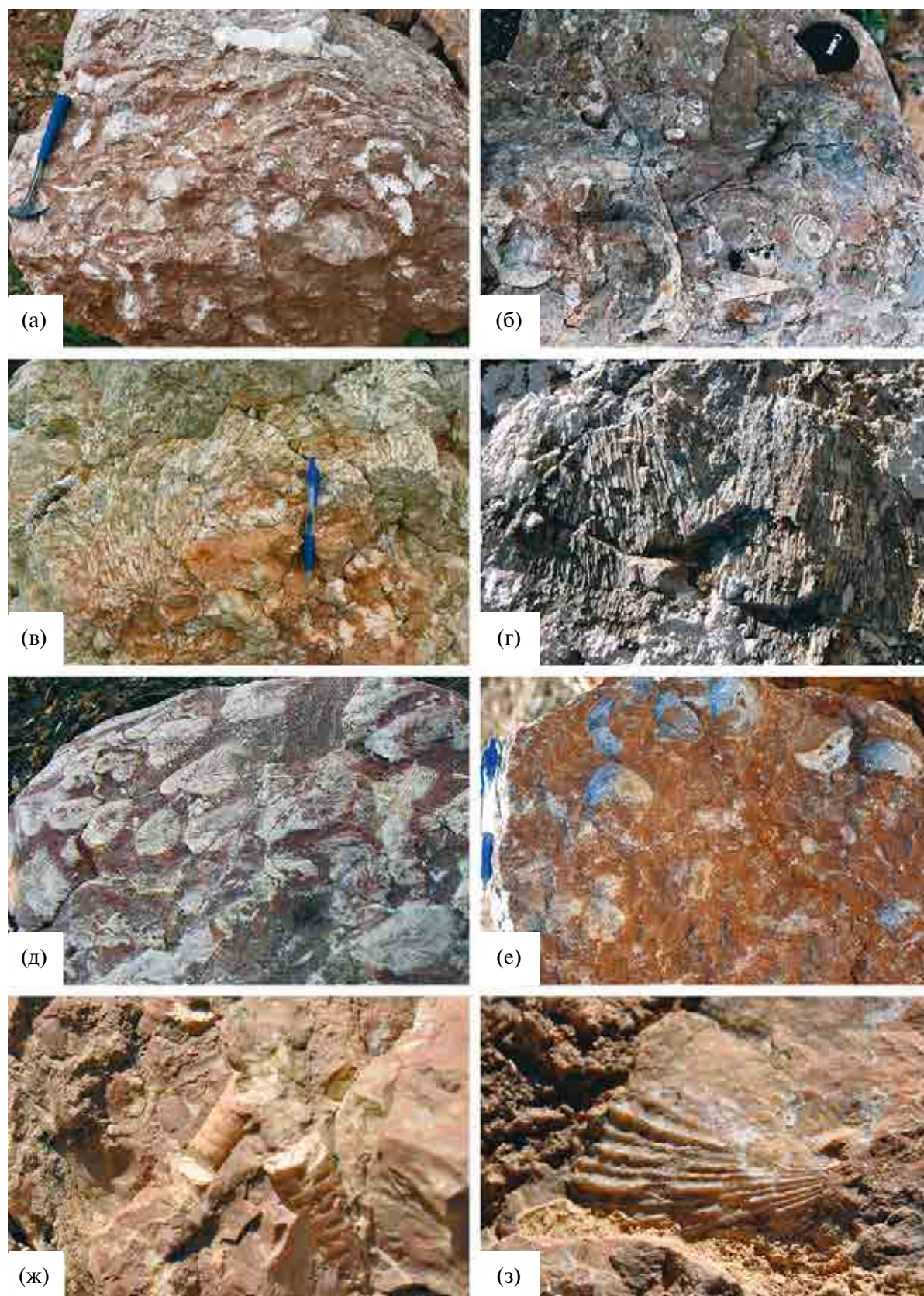


Рис. 7. Карбонатные породы и встречающиеся в них остатки рифостроящих организмов.

а, б — органические известняки с крупными включениями макрофауны; в, г, д — кораллы разных видов; е — слой с многочисленными брахиоподами; ж — фрагменты крупных криноидей; з — двусторчатые моллюски.



Рис. 8. Поверхности слоев с трещинами различной морфологии и происхождения.

а — поверхность слоя с полигональными трещинами усыхания и протяженными линейными трещинами, пересекающими всю пачку пород, имеющими тектоническую природу; б, в — полигональные трещины усыхания, развитые в тонком (первые сантиметры) известковом поверхностном слое; белые пятна на поверхности слоя — остатки лишайников.

Структура более высоких частей разреза (вблизи вершины стены) достаточно уверенно не распознается (см. рис. 10а, б). На рис. 10в приведено изображение того же обнажения, но с несколько иными условиями его освещения, что помогает при их сравнении более уверенно проводить дешифрирование изображений и выявлять соотношение геологических структур.

Такие взаимоотношения элементов разреза могут, по-видимому, свидетельствовать о достаточно отчетливо выраженных эпизодах перерывов в развитии Шалбуздагской рифогенной структуры. Эти перерывы скорее всего были связаны с периодами значительного понижения уровня моря. Наблюдаемые взаимоотношения согласуются с заключениями исследователей (Паниев и др., 1980¹; Пшеничный и др., 1964²), проводившими здесь геологическую съемку, которые считали, что осадочный разрез Шалбуздага

неоднороден и в нем можно выделить литологически различные части — оксфорд-кимериджскую и титонскую. Такая структура разреза верхней юры возникла в результате влияния на осадочный процесс эвстатических колебаний уровня моря.

Особенности седиментации рифогенного массива. Специфической особенностью процесса формирования рифогенного осадочного комплекса является многообразие механизмов аккумуляции осадочного материала. Одним из них является широко развитый, в основном вне пределов рифового комплекса, механизм вертикального наращивания осадков по принципу “частица за частицей”. Присутствие в структуре осадочных последовательностей интервалов осадков с отчетливой циклической градиционной текстурой позволяет считать, что на некоторых этапах формирования осадочной толщи важную роль в поставке материала

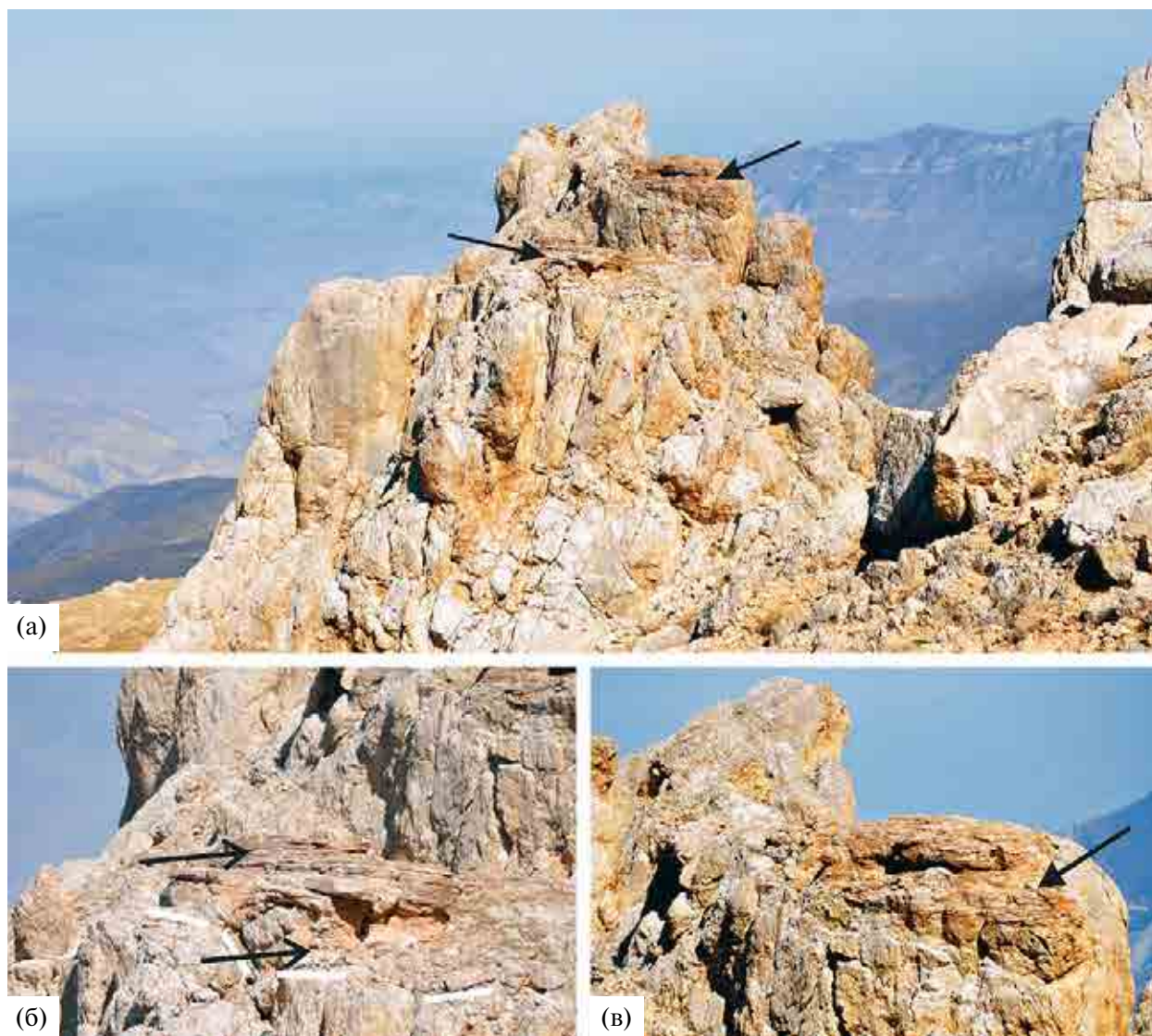


Рис. 9. Биогермная постройка со следами развития палеокарста.

а — общий вид биогермы, б, в — карстовые углубления в верхней части постройки, заполненные осадочным материалом, окрашенным гидроксидами железа в коричневато-красные цвета.

играли гравитационные потоки, которые мобилизовывали продукты разрушения со склонов растущих биогенных построек (рифов). Та часть материала, которая оставалась на склонах рифогенных построек, сформировала осадочный шлейф вокруг биогенного ядра рифа. Совокупная толщина серии пластов, образующих этот шлейф и залегающих довольно круто, могла достигать нескольких десятков метров; то есть осаждение (накопление) осадочного материала и увеличение мощности шлейфа происходило в значительной мере в латеральном направлении. Часть осадочного материала — прежде всего тонкозернистого, сносившегося с поднятий к их подножию, — перераспределялась по площади

массива морскими течениями, а на мелководье — в результате волновой деятельности. Рост биогенных структур, в результате фиксации карбоната Са преимущественно макрофауной и водорослями, происходил как в вертикальном, так и в латеральном направлениях.

Положительные формы рельефа в пределах рифогенного массива в основном определяются выходом на дневную поверхность куполовидных биогенных построек и прилегающих к ним слоистых шлейфов. Их совокупность придает массиву специфический облик, который существенно отличается от морфологии окружающих его осадочных комплексов иного генезиса.

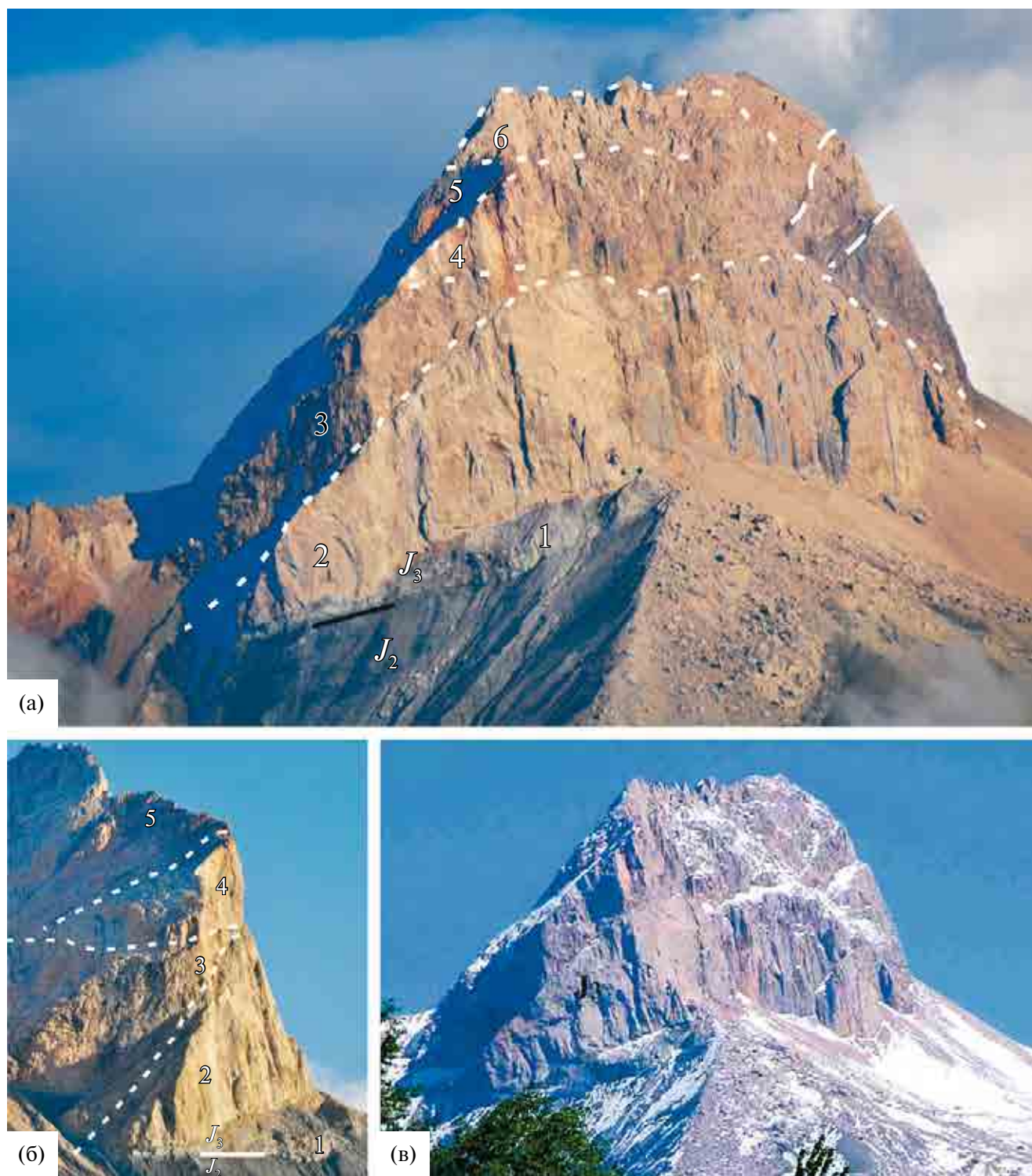


Рис. 10. Западное окончание рифогенного массива (с элементами дешифрирования его структуры).

а, в — фотографии объекта с разным характером освещения, что способствует выявлению особенностей его строения, б — вид северо-западного края рифогенного массива.

Цифры на фотографиях: 1 — пачка переслаивания известняковых и мергельных пластов в основании верхнеюрской толщи, 2, 4 — куполообразные линзы плотных биогенных известняков, 3, 5 — стратифицированные толщи осадочных пород, слои которых упираются в линзы известняков, 6 — возможно, еще одна линза известняков (?), венчающая разрез J_3 .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рифогенный массив горы Шалбуздаг, хотя и приурочен к линейной структуре — Шахдагской зоне барьерного рифа, окаймлявшей с севера Диббарский флишевый прогиб, — не являлся частью *непрерывного* барьерного рифа, а был самостоятельной рифогенной структурой, которую можно рассматривать как изолированную карбонатную платформу. Она имела почти округлую форму. Диаметр этой структуры оценивается примерно в 4 км.

В центральной части массив представляет собой совокупность довольно крупных кольцевых рифогенных образований, между которыми, а также по его периферии расположены более мелкие биогенные постройки (биогермы).

На площади массива его высота меняется — наиболее высокой (более 4100 м) является западная часть; к северо-востоку его высота существенно уменьшается.

По характеру обнажающихся в западной стене геологических комплексов, в частности по морфологии их структуры, можно достаточно уверенно предполагать, что ранее осадочно-биогенные структуры имели продолжение на некоторое расстояние в западном направлении. Однако в дальнейшем западное окончание Шахдагского массива было отсечено дизъюнктивными нарушениями от его основной части и разрушено, дезинтегрировано на относительно мелкие части, которые были эродированы. Признаки активного тектонического воздействия на породы массива в виде различных дислокаций и нарушений первоначального залегания слоев можно наблюдать в южной части западного окончания массива (см. рис. 2в). При этом эти процессы, по нашему мнению, могли проявиться уже в раннем мелу.

Сложность строения массива обусловлена тем, что на формирование его структуры оказывали совокупное влияние различные факторы: климат (преимущественно аридный); колебания уровня моря разного порядка; расположение рифогенного массива вблизи зоны крупного разлома, что могло влиять на повышенную сейсмичность этого района и, соответственно, на поведение осадочных масс и биогенных построек; рельеф территории, на которой начинал формироваться рифогенный массив.

Существенным фактором, который влиял на размеры рифовых построек и их количество на территории массива, могло быть направление течений, богатых биофильными элементами, которые были необходимы для успешного роста

рифов. Наиболее высокие из них располагаются по южному и западному краям Шалбуздага, в сравнении с его северной и восточной частями (см. рис. 2, 10). Именно с юга — со стороны глубоководного Диббарского прогиба — происходило поступление продуктивных водных масс, что и обусловило особенности в распределении биогенных структур разной величины, т.е. определенную асимметрию в строении рифогенного массива горы Шалбуздаг.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю признательность В.И. Черкашину за помощь в организации полевых исследований в Южном Дагестане и В.А. Жемчуговой за плодотворное обсуждение некоторых вопросов по проблеме формирования древних рифогенных структур.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (тема № 123032400064-7).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
- Беленицкая Г.А., Соболев Н.Н., Петров О.В. и др. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России // Под ред. Г.А. Беленицкой, О.В. Петрова, Н.Н. Соболева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. 624 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 355)
- Бендукидзе Н.С. Позднеюрские кораллы рифогенных отложений Кавказа и Крыма. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 166 с.
- Богданович К.И. Два пересечения Главного Кавказского хребта // Труды Геол. Комитета. 1902. Т. XIX. 209 с.
- Бойко Н.И. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийско-рэтской карбонатной формации Северного Кавказа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. XII / Под ред. И.А. Керимова, В.А. Широковой. М.: ИИЕТ РАН, 2022. С. 31–35.
- Бойко Н.И., Пушкарский Е.М. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 61–70.
- Буриштар М.С., Арбатова А.А., Чернобров Б.С. Связь верхнеюрских рифовых массивов Кавказа с зонами разломов // Геотектоника. 1967. № 3. С. 49–54.

Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Фрейман С.И., Яковишина Е.В. Характеристика и условия формирования келловейско-верхнеюрских отложений зоны Ахцу (Краснодарский край) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2014. № 3. С. 15–26.

Гаврилов Ю.О. Архитектура южной краевой зоны верхнеюрско-валанджинской карбонатной платформы северо-восточного Кавказа (Дагестан, Шахдагский массив) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 507–520.

Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.

Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760 с.

Жемчугова В.А. Верхний палеозой Печорского бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). Сыктывкар: Коми республиканское изд-во, 1998. 160 с.

Жемчугова В.А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. 232 с.

Кабанова З.В. О распределении верхнеюрских рифовых отложений в Крымско-Кавказской геосинклинальной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 117–122.

Кабанова З.В., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44. Вып. 3. С. 42–57.

Конюхов И.А., Комардинкина Г.Н. К вопросу о региональной литологии верхнеюрских карбонатных отложений Северо-Восточного Кавказа // Докл. АН СССР. 1956. Т. 111. № 6. С. 1318–1321.

Кузнецов В.Г., Сухы В., Фойгт Т. О строении и условиях формирования титонских отложений разреза Балта (Северная Осетия) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 3. С. 120–127.

Леонов Г.П., Логинова Г.А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанджина // Ученые записки МГУ. Сер. геол. 1956. Вып. 176. С. 87–103.

Леонов Ю.Г. Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. С. 317–340.

Леонов Ю.Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.

Ренгартен В.П. О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана // Изв. Геол. Комитета. 1909. Т. XXVIII. № 9. С. 637–690.

Сианисян С.С., Минин А.И., Мосякин А.Ю. Биогермные массивы верхней юры северного борта Терско-Каспийского прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 6. С. 48–53.

Стор М.А., Птецов С.И., Панина Л.В. и др. Методика прогнозирования рифовых построек в условиях Терско-Каспийского краевого прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 61. Вып. 5. С. 47–52.

Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 224 с.

Юра Кавказа / Под ред. К.О. Ростовцева. СПб.: Наука, 1992. 184 с.

Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.

Antoshkina A.I. Organic buildups and reefs on the Palaeozoic carbonate platform margin, Pechora Urals, Russia // Sediment. Geology. 1998. № 118. P. 187–211.

Bosellini A. Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy // Sedimentology. 1984. V. 31. P. 1–24.

Funk H.P., Föllmi K.B., Mohr H. Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the northern Tethyan margin, eastern Helvetic Alps // Cretaceous Carbonate Platforms / Eds T. Simo, R.W. Scott, J.-P. Masse // AAPG Memoir. 1993. V. 56. P. 387–407.

Goldhammer R.K., Harris M.T. Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Latemar buildup (Middle Triassic), the Dolomites of northern Italy // Controls on carbonate platform and basin development / Eds P.D. Crevello et al. // SEPM Spec. Publ. 1989. V. 44. P. 323–338.

Keim L., Schlager W. Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy) // Sediment. Geology. 2001. V. 139. P. 261–283.

Kendall C.G.St.C., Schlager W. Carbonate and relative changes in a sea level // Mar. Geol. 1981. V. 44. P. 181–212.

Kenter J.A.M. Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric // Sedimentology. 1990. V. 37. P. 777–794.

Kuznetsov V.G. Late Jurassic–Early Cretaceous Carbonate Platform in the Northern Caucasus and Precaucasus // In Cretaceous Carbonate Platforms / Eds T. Simo, R.W. Scott, J.-P. Masse // AAPG Memoir. 1993. V. 56. P. 455–463.

Pomar L. Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain // Sedimentology. 1991. V. 38. P. 243–270.

Pomar L. Types of carbonate platforms: a genetic approach // Basin Res. 2001. V. 13. P. 313–334.

Schlager W. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy // SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. 2005. V. 8. P. 104–146.

Schlager W., Reijmer J.J.G., Droxler A. Highstand shedding of carbonate platform // J. Sed. Res. 1994. V. 3. P. 270–281.

STRUCTURE AND LITHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE UPPER JURASSIC SHALBUZDAG REEF MASSIF (NORTHEASTERN CAUCASUS)

Yu. O. Gavrilov*

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: yugavrilov@gmail.com*

The structure of the Upper Jurassic reef complex of the Shalbudzag mountain range (southern Dagestan) is considered. It was the western segment of the Shahdag zone of the barrier reef, which separated zones with different types of sedimentation: to the north of it was the area of shallow sedimentation of the carbonate platform of the Greater Caucasus, to the south was the Dibrara trough, where thick strata of carbonate and terrigenous flysch accumulated. In terms of the reef massif has an approximately ring-shaped shape with a diameter of about 4 km. There are several large reef structures on its territory, in the center of which there is a biogenic carbonate dome-shaped core surrounded by a plume of sedimentary layers lying relatively steeply. There are also numerous smaller formations, bioherms, ranging in size from a few meters to the first tens of meters. Reef-forming fauna is represented by corals, gastropods, brachiopods, various types of algae, etc. The inter-reef space is filled with sedimentary rocks, which are mainly products of denudation of reef structures. Gradation cyclicity is often observed in these strata. In the structure of the western edge of the massif, according to the ratio of biogenic and sedimentary deposits, at least 3 large impulses in its formation can be distinguished. The factors that most influenced the formation of the Shalbudzag reef complex should probably be considered 1) climate changes from humid in the Middle Jurassic to arid in the Late Jurassic, 2) proximity to the transition zone between areas with different tectonic development regimes and sedimentation types, 3) sea level fluctuations of various orders.

Keywords: Southern Dagestan, Upper Jurassic, reef massif, barrier reef, bioherms, Dibrara trough, carbonate platform, sea level fluctuations, climate change, sedimentation, paleokarst