

УДК 551.82+552.54

ЛИТОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ) ЮЖНОГО УРАЛА

© 2021 г. С. А. Дуб^{а, *}, Д. В. Гражданкин^{б, с, **}

^аИнститут геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
ул. акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

^бИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^сНовосибирский государственный университет,
ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: sapurins@gmail.com

**e-mail: dima.grazhdankin@gmail.com

Поступила в редакцию 17.11.2020 г.

После доработки 15.01.2021 г.

Принята к публикации 29.06.2021 г.

В статье приведены результаты литолого-фациального анализа карбонатных отложений верхней подсвиты укской свиты стратотипа рифея, представленных в разрезе северной части Башкирского мегантиклинория (БМА) Южного Урала. Подсвита подразделена на толщи (снизу вверх): юрюзанскую, медвежью I, манайсинскую и медвежью II. Нижняя граница подсвиты проведена в основании массивной строматолитовой мегапостройки. Для юрюзанской толщи характерны тонкостолбчатые ветвящиеся строматолиты *Patomella*. Толщи медвежьей I и II представлены в основном биогермами, состоящими из столбчатых ветвящихся строматолитов *Linella*, межбиогермными породами и локально развитыми слоистыми пачками (пакетами) зернистых известняков (последние обнаружены только в толще I). Манайсинская толща состоит в основном из циклически-построенных отложений с многочисленными текстурами Molar tooth (MT-текстурами). Рост строматолитов юрюзанской толщи происходил, скорее всего, в зоне нижней литорали–верхней сублиторали, в пределах внутреннего карбонатного рампа, под влиянием течений, переносящих терригенный материал. Органогенные постройки толщ медвежьей I и II формировались в обстановках ниже базиса действия обычных волн (ниже границы внутреннего и среднего рампа), в пределах широких фациальных поясов фотической зоны. Пакеты слоистых известняков, присутствующие в толще I, представляют собой отложения периодически возникавших штормовых течений. Во время накопления осадков манайсинской толщи, несущих признаки воздействия обычных и штормовых волн, на территории доминировали обстановки внутреннего рампа–верхней части среднего рампа. Последовательность отложений, включающая верхи нижеукской подсвиты, юрюзанскую и медвежью I толщи верхнеукской подсвиты, соответствует трансгрессивному тренду в развитии бассейна. Последующее замедление темпов подъема уровня моря или его падение привели к формированию мелководной манайсинской толщи. В дальнейшем тренд к углублению бассейна проявился вновь, что способствовало образованию медвежьей II толщи. Верхняя граница укской свиты соответствует крупному перерыву в геологической летописи, связанному с глобальным оледенением.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, верхний рифей, карбонатный рампа, строматолиты, MT-текстуры, темпеститы, фации.

DOI: 10.31857/S0024497X21060033

Позднедокембрийские карбонатные платформы обладали специфическим набором признаков, отличающих их от подобных геологических тел иного возраста. В частности, считается, что для неопротерозоя были характерны карбонатные рампы, разнообразные органогенные постройки, особые комплексы ветвящихся строма-

толитов, отложения с гигантскими оолитами, обильные кальцимикробы [Grotzinger, James, 2000 и ссылки в этой работе].

Верхнедокембрийские карбонатные толщи западного склона Южного Урала обнажены в пределах Башкирского мегантиклинория (БМА) и включают отложения с хорошо сохранившимися

седиментогенными текстурами, позволяющие реконструировать древние обстановки осадконакопления с высокой степенью детальности. Такие объекты, несомненно, нуждаются во всестороннем изучении на современном уровне. Одним из них является укская свита верхнего рифея (по Международной стратиграфической шкале она относится к неопротерозою).

Укская свита венчает разрез каратауской серии стратотипа рифея [Беккер, 1961; Маслов и др., 2001; Пучков и др., 2017] и залегает на нижележащей миньярской свите с перерывом [Кузнецов и др., 2006, 2014; Маслов, 2020]. Она подразделяется на две подсвиты: нижнюю, терригенно-карбонатную культамакскую, и верхнюю, существенно карбонатную акташскую [Беккер, 1961; Козлов, 1982; Стратотип ..., 1983; Маслов и др., 2001, 2019] и, согласно В.И. Козлову [1982], в наиболее полных разрезах имеет мощность до 450 м.

В укской свите встречаются строматолиты *Linella ukka* Krylov, *Linella simica* Krylov, *Tungussia bassa* Krylov и *Patomella kelleri* Raaben [Крылов, 1967; Стратотип ..., 1982]. По данным Т.В. Янкаускаса и А.Ф. Вейса, микробиота укской свиты характеризуется массовыми *Leiosphaeridia*, *Protosphaeridium* и *Siphonophycus typicum*, встречаются формы *Palaeolyngbya zilimica*, *Bavlinella faveolata*, *Symplassosphaeridium* sp., чехлы *Polytrichoides* и *Tortunema* [Стратотип ..., 1982; Вейс и др., 2003; Сергеев, 2006; Станевич и др., 2018]. По мнению В.Н. Сергеева с соавторами [2010], этот комплекс микрофоссилий отличается низким таксономическим разнообразием (по сравнению с подстилающей миньярской свитой) и широким стратиграфическим диапазоном распространения.

Для нижнеукской подсвиты по глаукониту Rb—Sr и K—Ar методами были получены датировки 663 ± 9 и 669 ± 16 млн лет [Зайцева и др., 2008]. Однако геологические данные свидетельствуют, что возраст укской свиты древнее ~717 млн лет [Маслов и др., 2019]. В частности, в структурном плане свита имеет с подстилающими отложениями гораздо больше общих черт, нежели с несогласно перекрывающимися ее толщами, при этом возраст вышележащей бакеевской свиты оценивается в 642 ± 9 млн лет [Зайцева и др., 2019]. В некоторых геологических структурах БМА (например, в Толпаровской мульде и в Криволукской синклинали) отложения укской свиты практически отсутствуют [Горожанин и др., 2019; Государственная ..., 2013]. Каратауская серия на восточном крыле БМА перекрывается аршинской серией [Козлов и др., 2011; Пучков и др., 2017], нижний уровень тиллитов в которой, вероятнее всего, образовался во время оледенения Стерт. Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках верхнеукской подсвиты, удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности изотопных систем,

составляют 0.70535—0.70611 [Кузнецов и др., 2006]. Такие значения стронциевого отношения характерны для докриогениевых отложений (например, [Zaky et al., 2019]). Кроме того, для верхнеукской подсвиты характерна толщина с многочисленными текстурами Molar tooth (MT-текстурами), которые почти полностью исчезают из геологической летописи с наступлением гляцио-периода Стерт [Shields, 2002; Hodgskiss et al., 2018 и многие другие]. Соответственно, укская свита, скорее всего, по возрасту относится к тонию Международной стратиграфической шкалы.

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Одним из наиболее полных и доступных разрезов укской свиты является разрез “Медведь” (на склоне горы Медведь), находящийся на восточной окраине г. Усть-Катав (д. Шубино) Челябинской области и в тектоническом отношении приуроченный к западному крылу Сулеймановской антиклинали БМА (рис. 1). Описание этого разреза и результаты предшествующих исследований приведены в работах [Домрачев, 1952; Беккер, 1961; Крылов, 1967, 1975; Козлов, 1982; Стратотип ..., 1982, 1983; Путеводитель ..., 1995; Маслов и др., 2001б; Кузнецов и др., 2006 и др.]. В последние годы нами были детально исследованы литолого-геохимические особенности верхнеукской подсвиты в этом разрезе: выявлены основные черты преобладающих литотипов и карбонатных фаций; на основе распределения редкоземельных элементов установлено, что среда седиментации была обеднена кислородом; получена информация о существовании в палеобассейне сообществ прокариот и эукариот [Дуб, Гражданкин, 2018; Дуб и др., 2019; Маслов и др., 2019; Парфенова, Мельник, 2020].

В настоящей публикации рассмотрены структурно-текстурные характеристики отложений верхнеукской подсвиты, пространственные взаимоотношения различных микрофаций, литотипов и фаций известняков, охарактеризована архитектура карбонатной платформы, реконструированы обстановки седиментации и их трансформация во времени. Отсутствие разрывных нарушений и хорошая обнаженность района исследований позволили изучить разрез свиты по разным пересечениям. Ранее было выявлено, что верхнеукская подсвита фациально неоднородна и ее описания по профилям, находящимся на расстояниях более 10 м друг от друга, могут существенно различаться [Дуб, Гражданкин, 2018]. Для составления полноценного описания этого разреза, при полевых работах выделены наиболее контрастные толщи, литологические характеристики которых были детально изучены и прослежены по латерали.

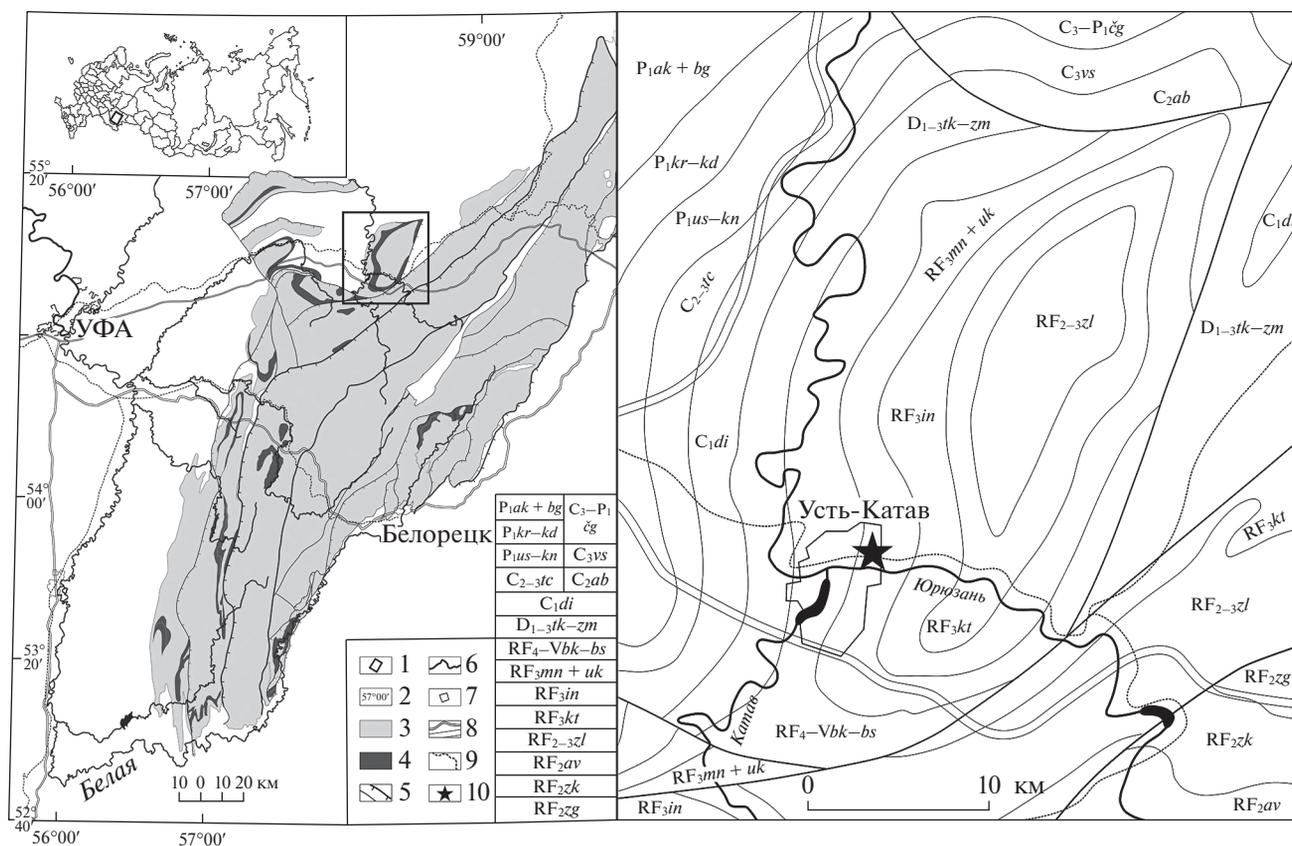


Рис. 1. Границы БМА по кровле докембрийских образований (слева) и расположение изученного разреза на детализированной геологической карте (справа).

1 – участок, для которого представлена детализированная геологическая карта, 2 – координаты, 3 – площадь распространения докембрийских образований БМА за исключением миньярской и укской свит, 4 – площадь распространения нерасчлененных миньярской и укской свит, 5 – тектонические границы, 6 – реки, 7 – населенные пункты, 8 – автомагистрали, 9 – железные дороги, 10 – разрез “Медведь”.

Стратиграфические подразделения: RF₂ – средний рифей: zg – зигальгинская свита, zk – зигазино-комаровская свита, av – авзянская свита (серия); RF₂₋₃ – средний–верхний рифей: zl – зильмердакская свита (серия); RF₃ – верхний рифей: kt – катавская свита, in – инзерская свита, mn + uk – миньярская и укская свиты; RF_{4-Vbk-bs} – интервал от бакеевской до басинской свит терминального рифея и венда; D_{1-3 tk-zm} – интервал от такатинской свиты до зилимской серии девона; C – карбон, di – доломито-известняковая толща, tc – терригенно-карбонатная толща, ab – абдрезьяковская свита, vs – веселгинская толща; C_{3-P1cg} – чигишанская свита верхнего карбона–нижней перми; P₁ – нижняя пермь, us-kn – ускальская и курмаинская свиты, kr-kd – интервал от карамуриной до кондруровской свит, ak + bg – актастинская и байгенджинская свиты (согласно [Государственная ..., 2013], с изменениями).

Образцы были отобраны из всех представленных в обнажении литотипов, детально охарактеризованы переходы между ними. В соответствии с представлениями В.Т. Фролова [1984], к “литотипу” авторы относили типичную породу (слой или группу сходных слоев) с устойчивым комплексом признаков, свидетельствующих о способе и условиях ее образования; а к “генетическому типу” – отложения, образовавшиеся определенным способом (или возникшие в результате конкретного геологического процесса); термин “фация” применялся к отложениям, несущим черты обстановок осадконакопления, но не к самим обстановкам.

В камеральных условиях основным инструментом служил микрофациальный анализ [Flü-

gel, 2010]. Для диагностики структуры известняков использовалась классификация Р. Данхэма [Dunham, 1962], усовершенствованная А. Эмбри и Дж. Клованом [Embry, Klován, 1971], В. Райтом [Wright, 1992], а также С. Локье и М. Юнайби [Lokier, Junaibi, 2016]. Микрофация, основные признаки которой устанавливаются в основном при наблюдении в петрографических шлифах, представляет собой наименьшую составляющую фации, и конкретный слой в разрезе может быть сложен одной или несколькими микрофациями. В практической деятельности исследователи обычно оперируют микрофациальными типами, которые выделяются на основании только наиболее характерных признаков [Flügel, 2010] и, таким образом, по смыслу являются близкими к литоти-

пам. Сочетание отечественного и зарубежного подходов позволило объединять когенетичные и сходные микрофации в микрофациальные типы, которые, как правило, соответствовали литотипам.

Идентификация большинства литотипов проводилась в полевых условиях. На основе анализа парагенезов литотипов были выделены фации. Рассмотрение комплексов фаций, в свою очередь, позволило приблизиться к пониманию функционирования осадочной системы уксской свиты, а по смене толщ в разрезе была прослежена ее трансформация во времени.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА ВЕРХНЕУКСКОЙ ПОДСВИТЫ

Краткая характеристика толщ

Верхняя подсвита (около 150 м) уксской свиты в разрезе “Медведь” представлена преимущественно серыми, светло-серыми и темно-серыми строматолитовыми биогермными известняками с линзами тонкослоистых микрозернистых разностей, а также слоистыми пакетами зернистых известняков. Породы в разной степени доломитизированы. Терригенно-карбонатные отложения характерны в основном для низов подсвиты, карбонатно-глинистые разности (как правило, зеленой или темно-серой, до черной окраски) встречаются и на более высоких стратиграфических уровнях, где имеют резко подчиненное значение. В составе подсвиты нами выделено четыре толщи (снизу вверх): юрюзанская, медвежья I, манайсинская и медвежья II (рис. 2а).

Верхняя часть подстилающей нижеуксской подсвиты представлена серыми слоистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с многочисленными прослоями известняков микрозернистых, интракластовых, или содержащих обильные МТ-текстуры; к поверхностям наложения часто приурочен глауконит.

Юрюзанская толща (обнажение на правом берегу р. Юрюзань выше г. Усть-Катав) является переходной от терригенно-карбонатной нижеуксской подсвиты к существенно карбонатной

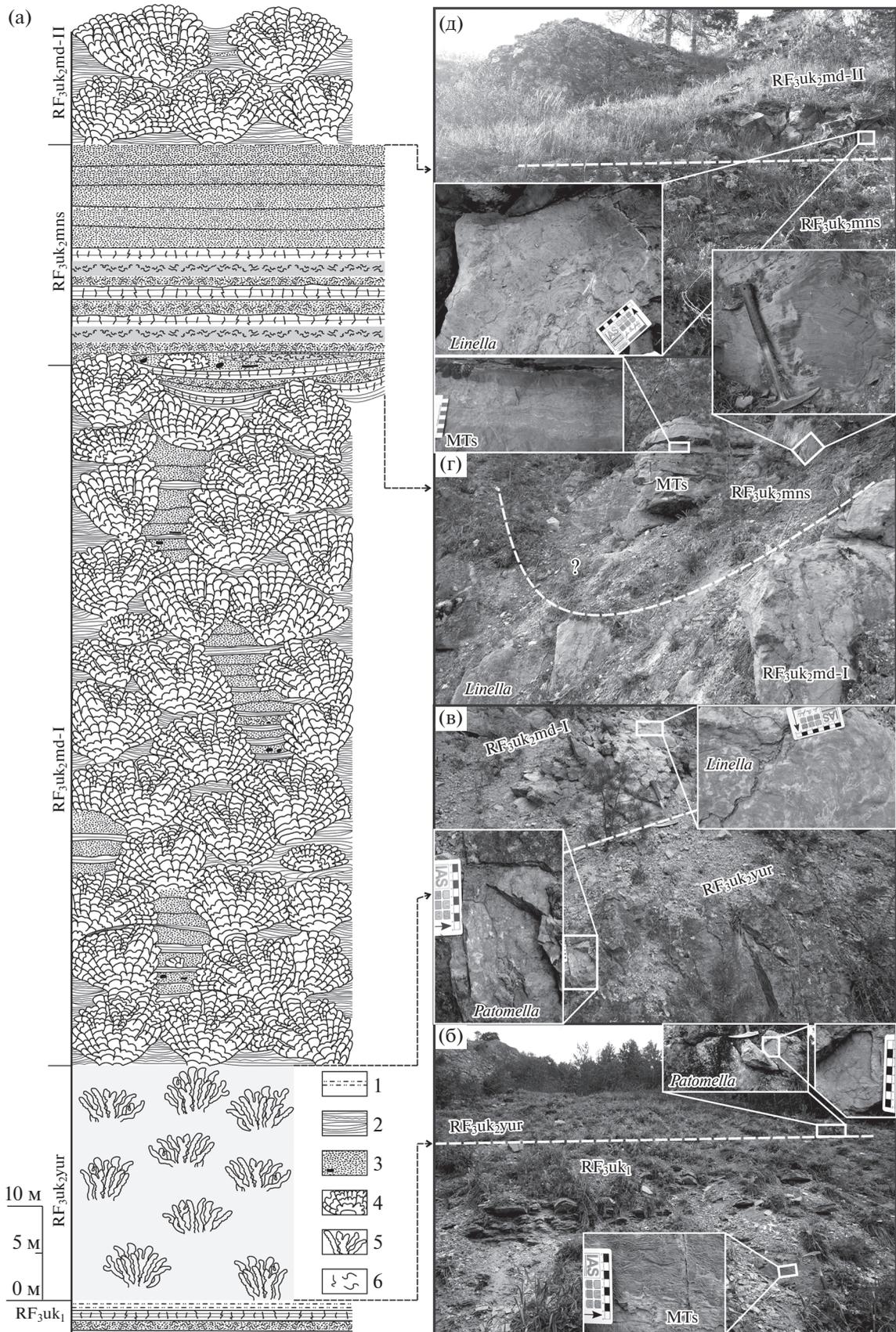
верхнеуксской подсвите. Нижняя граница толщи устанавливается по появлению в разрезе массивных известняков, которые состоят в основном из столбчатых строматолитов *Patomella* и залегают над отчетливо слоистыми отложениями нижеуксской подсвиты (см. рис. 2б). Породы интенсивно доломитизированы. Толща обнажается фрагментарно, однако все коренные выходы представлены строматолитовыми известняками, что, скорее всего, объясняется существованием единой крупной органогенной постройки. Мощность толщи до 25 м.

Наиболее мощной и хорошо обнаженной в рассматриваемом разрезе является **толща медвежья I** (по названию горы Медведь, на склоне которой расположен разрез). Толща сложена массивными строматолитовыми постройками, которые отделены друг от друга пакетами слоистых отложений или редкими прослоями глинисто-карбонатных пород (последние прослеживаются по латерали на десятки метров и более). Органогенные постройки состоят из сочлененных биогермов, образованных столбчатыми строматолитами *Linella* (выделенные ранее “виды” *Linella ukka*, *Linella simica* и *Tungussia bassa* следует рассматривать как разновидности *Linella*). Внутри построек между биогермами залегают линзы микрозернистых известняков, иногда с примесью глинистого материала. Размер биогермов (диаметр и высота) изменяется от десятков сантиметров до нескольких метров. Иногда они отделены друг от друга слойками или линзами карбонатно-глинистых пород, но чаще всего поверхностями, отдельно подчеркивающими округлую форму этих тел. Субстратом для роста биогермов являлись другие биогермы или пласты зернистых известняков. Подошва толщи проводится по смене преобладающей формы строматолитов (см. рис. 2в). Карбонатные брекчии в медвежьей толще не обнаружены. Толща представляет собой один гигантский биостром, включающий пакеты слоистых пород. Иерархические взаимоотношения составляющих ее тел можно представить в виде следующей схемы: I – строматолитовые столбики, II – строматолитовые биогермы (набор столбиков, образо-

Рис. 2. Строение разреза “Медведь” верхнеуксской подсвиты.

а – литологическая колонка, на которой отображено соотношение различных литотипов (строматолиты, циклиты и структурные компоненты показаны вне масштаба): 1 – алевролиты (в т.ч. глинистые и карбонатные), 2 – микрозернистые известняки, 3 – зернистые известняки (от тонкозернистых до грубозернистых, с редкими обломками более крупной размерности), 4 – строматолитовые известняки с *Linella*, 5 – строматолитовые доломитовые известняки с *Patomella*, 6 – МТ-текстуры разных типов; б – характер контакта нижеуксской и верхнеуксской подсвит (отчетливо-слоистые отложения сменяются массивными, данный интервал разреза обнажен недостаточно хорошо); в – граница между юрюзанской и медвежьей I толщами, проведенная по смене строматолитового комплекса; г – предполагаемая граница медвежьей I и манайсинской толщ (в 4 м выше уровня, маркированного изгибом прерывистой линии, обнаружен линзовидный (?) пласт строматолитов *Linella* мощностью 2 м); д – полузадернованный контакт отчетливо-слоистых отложений манайсинской толщи и массивных строматолитов медвежьей II толщи. Условные границы толщ обозначены белыми штриховыми линиями.

Обозначения: RF₃ – верхний рифей, ук₁ – нижеукская подсвита, ук₂ – верхнеукская подсвита, уюг – юрюзанская толща, md – медвежья толща (I – нижняя, II – верхняя), mns – манайсинская толща, МТs – МТ-текстуры. Длина мотка – 40 см.



вавшихся в результате роста и разделения одной микробной колонии), III – строматолитовые органогенные постройки (комплексы биогермов), IV – строматолитовая органогенная мегапостройка (вместе со строматолитовой постройкой юрюзанской толщи). Отмечается слабая и неравномерная доломитизация пород, микрозернистые межбиогермные отложения были наименее подвержены этому процессу. Мощность толщи ~70–75 м.

Манайсинская толща. Наиболее представительный разрез отложений верхнеукской подсвиты, сходных с породами этой толщи, находится в 95 км к юго-западу от г. Усть-Катав, вблизи д. Кулмасово, на р. Басу, в 750 м ниже устья руч. Манайсу. Толща залегает на неровной поверхности (кровле) нижележащей толщи и характеризуется слоистым строением (см. рис. 2г), по литологическим характеристикам она близка карбонатным отложениям верхней части нижнеукской подсвиты. Манайсинская толща представлена зернистыми (яснозернистыми) и микрозернистыми известняками, некоторые разности доломитизированы или слабо окремнены. Для толщи характерны многочисленные МТ-текстуры, строматолиты практически отсутствуют. В разрезе “Медведь” верхняя часть толщи (около 11 м) перекристаллизована. Мощность манайсинской толщи изменяется от 22 до 28 м, уменьшаясь на выступах нижележащих органогенных построек.

Толща медвежья II по текстурным характеристикам близка толще медвежьей I, в ней также присутствуют строматолитовые биогермы, но значительно реже встречаются слоистые зернистые известняки, которые здесь не образуют отчетливо выраженных пакетов. Толща залегает на относительно ровной кровле манайсинской толщи, слагающие ее породы в значительной степени перекристаллизованы и доломитизированы (см. рис. 2д). Мощность – около 15 м.

Изученный разрез считается наиболее представительным для укской свиты [Путеводитель ..., 1995; Маслов и др., 2019 и др.], поэтому приведенная схема его расчленения может использоваться для детальной корреляции разрезов, находящихся в разных тектонических структурах (структурно-фациальных зонах) БМА.

Юрюзанская толща

Каркас органогенных построек в составе толщи (рис. 3а) образован ветвящимися строматолитами *Patomella*. Тонкие (диаметром до 1–2 см), извилистые столбики располагаются свободно, не примыкая друг к другу; среди них встречаются как субвертикальные, так и наклоненные (до 50°–60° к нормали) индивиды (см. рис. 3б, в). Поперечное сечение столбиков имеет сложную форму (см. рис. 3г, д). В некоторых случаях строматолитовые столбики несколько более толстые и напминают строматолиты *Linella* – на участках, находящихся непосредственно ниже уровня ветвления.

Для строматолитов характерно чередование тонких (менее 1 мм) слоев, темно-серых с криптозернистой структурой и сложенных более светлым тонко-микроструктурным карбонатом с примесью терригенного материала (см. рис. 3е). Пространство между столбиками заполнено карбонатной массой, состоящей из микрита и спарита, и обломочным терригенно-карбонатным материалом. Преобладают карбонатные обломки песчаной и гравийной размерности – интракласты, соприкасающиеся друг с другом (см. рис. 3ж). Некарбонатный материал представлен песчано-алевритовыми зернами кварца и полевых шпатов, чешуйками слюд, глауконитом, глинистым веществом (см. рис. 3з). Таким образом, столбики *Patomella* сложены тонкослоистыми байндстоунами, а пространство между ними – интракластовыми рудстоунами и пакстоунами.

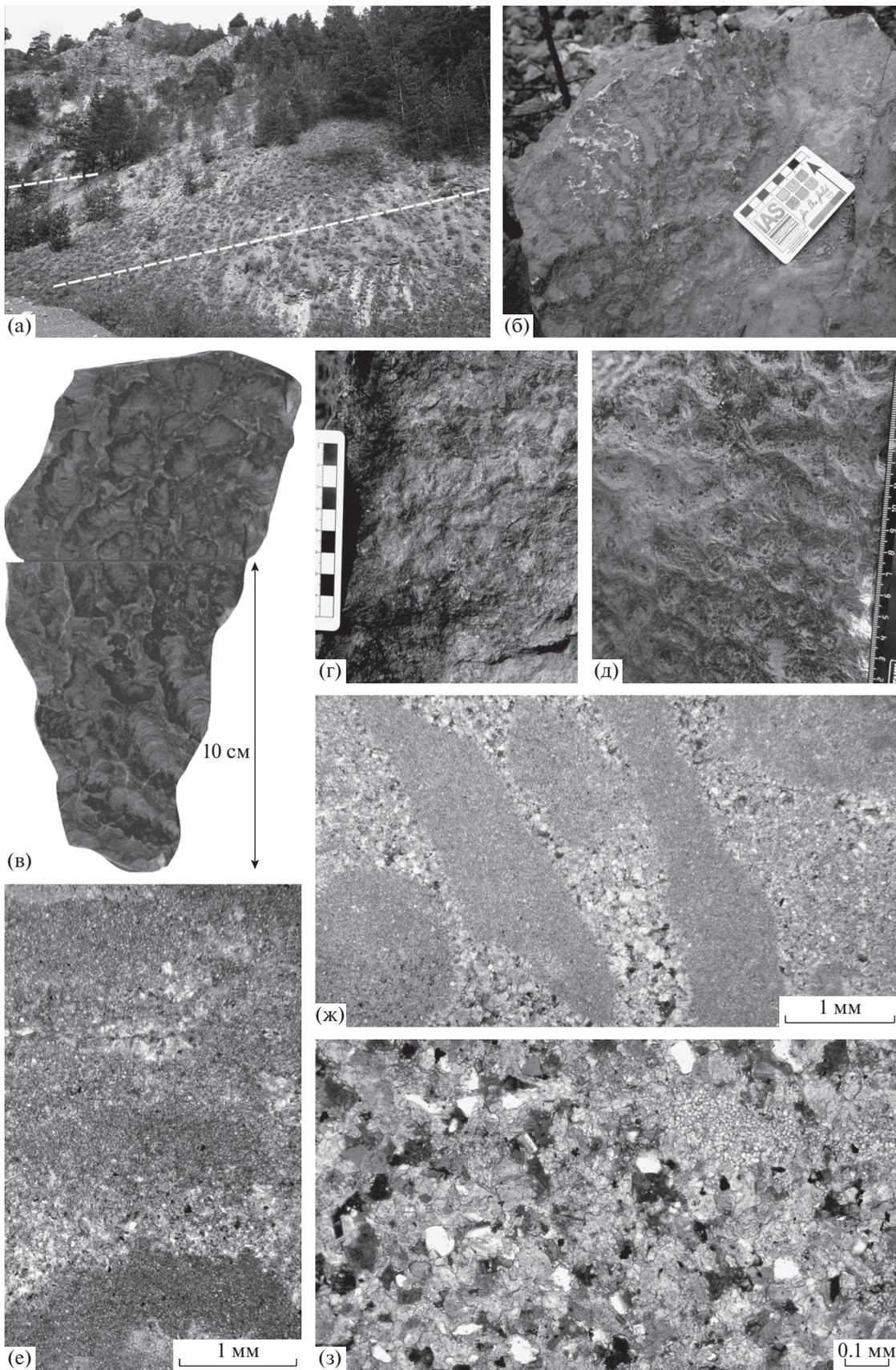
Широко распространен доломит, образующий сплошные крипто-микроструктурные массы, при этом рассеянные идиоморфные ромбические кристаллы практически отсутствуют. По-видимому, доломит в основном входит в состав строматолитовых столбиков (и в меньшей степени – вмещающих отложений).

Медвежья I толща

Основной объем толщи слагают строматолитовые постройки (рис. 4, 5), в подчиненном количестве присутствуют слоистые циклически построенные пакеты зернистых известняков мощностью до 12 м, которые прослеживаются по латерали в субширотном направлении на небольшие (до 10 м) расстояния (см. рис. 4а).

Рис. 3. Литологические характеристики пород юрюзанской толщи.

а – общий вид толщи; б – продольное сечение части строматолитового биогерма, обращает на себя внимание различная пространственная ориентировка столбиков; в – образец 1701-32 с тонкостолбчатыми строматолитами *Patomella*, с полированными поверхностями, ориентированными под углом к нормали (снизу) и наслоению (сверху); г – строматолиты *Patomella* в поперечном сечении (время субаэральной экспозиции свежего скола – 3 года); д – строматолиты *Patomella* в поперечном сечении на выветрелой поверхности; е–з – фотографии шлифов (обр. 1701-32, николи скрещены): е – продольное сечение осевой части строматолитового столбика, ж – карбонатные интракласты и терригенно-карбонатная основная масса в межстолбиковом пространстве биогерма, з – рассеянные терригенные зерна песчано-алевритовой размерности в межстолбиковом пространстве строматолитов.



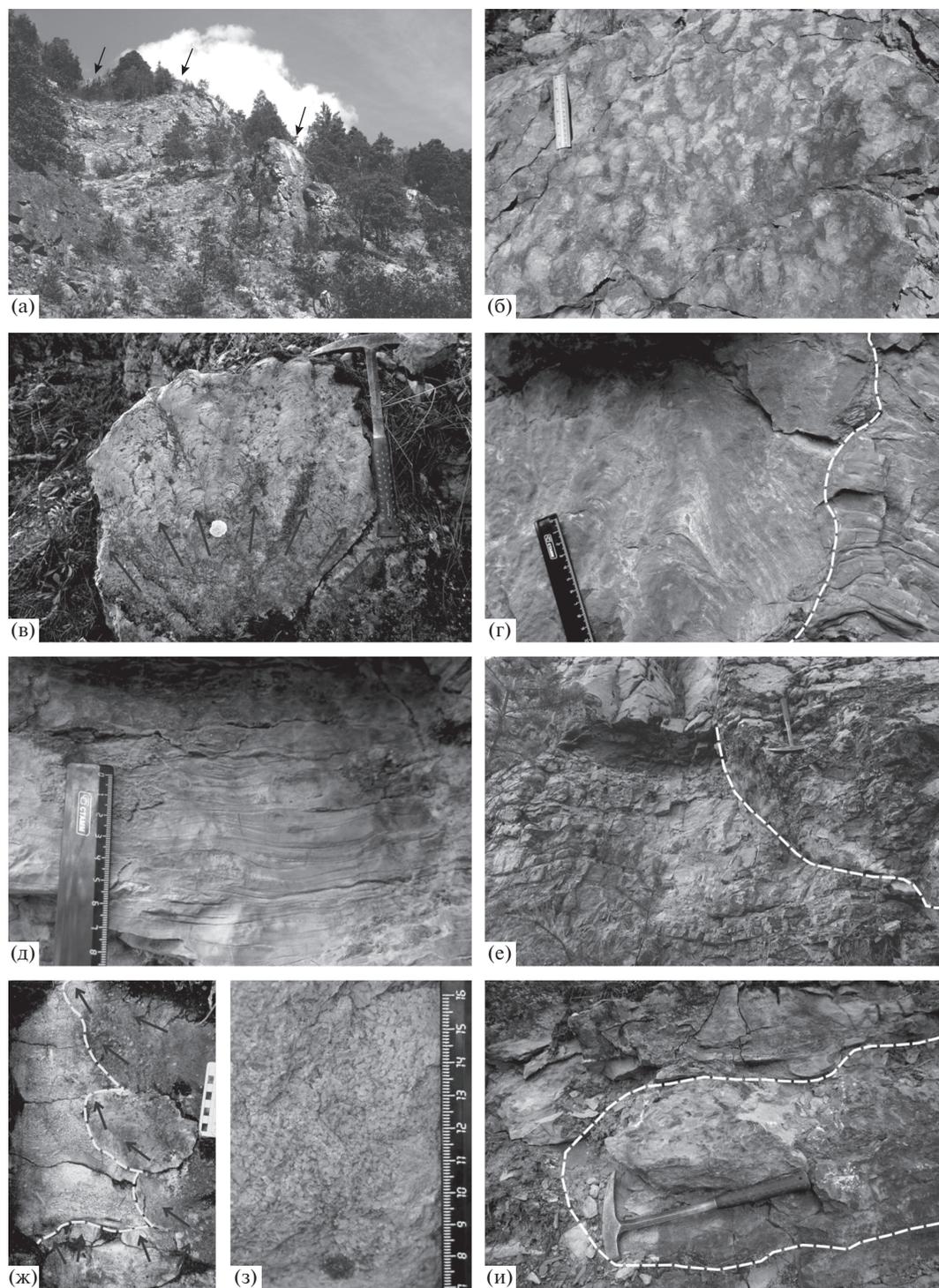


Рис. 4. Литологические характеристики пород медвежьей I толщи.

а – общий вид толщи, стрелками отмечены пакеты зернистых известняков, проявленные в рельефе обнажения в виде останцов; б – поперечное сечение крупного биогерма *Linella* в нижней части толщи (к межстолбиковым контактам приурочены доломитизированные участки); в – поперечное сечение типичного биогерма *Linella* с веерообразно-ориентированными осями ветвящихся столбиков (отмечены стрелками), столбики в основном плотно прилегают друг к другу; г – характер контакта (штриховая линия) строматолитового биогерма с межбиогермными отложениями; д – типичные текстуры межбиогермных микрозернистых отложений; е – фрагмент пакета слоистых известняков и характер его контакта (штриховая линия) с крупным биогермом в средней части толщи; ж – детализированный контакт (штриховая линия) между строматолитами и зернистыми известняками в верхней части толщи; з – текстурно-структурные особенности грубозернистых интракластовых известняков; и – небольшой строматолитовый биогерм (контуры очерчены штриховой линией) внутри пакета зернистых известняков в нижней части толщи.

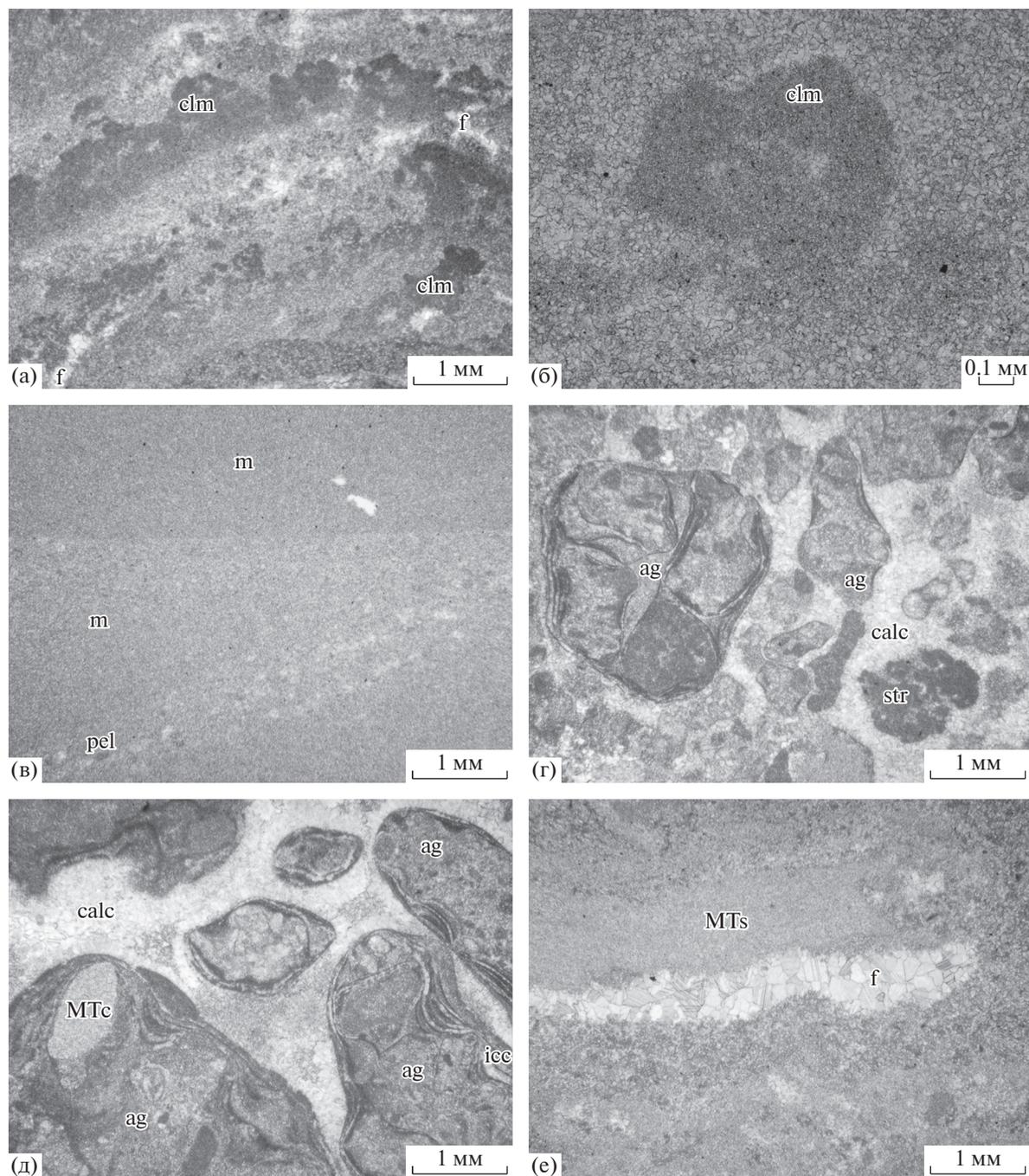


Рис. 5. Литологические характеристики пород медвежьей I толщи в шлифах.

а, б – тонкослоистые байндстоуны и кальцимикробные баундстоуны строматолитового столбика *Linella*, ориентированного под углом к нормали: имеет место чередование микро- и криптокристаллических разностей, кальцимикробы по форме напоминают ренальцид, их скопления и ориентировка определяют общую морфологию строматолитовых слоев и направление роста столбика, встречаются фенестры (обр. 18.18-3-2); в – слоистые кальцимадстоуны межбиогермного заполнения: преобладает однородный микрозернистый кальцит, отдельные слойки представлены интракластово-пелоидными вакстоунами, отчетливо выражен угол между верхними и нижними поверхностями наслоения (обр. 18.18-3-9); г, д – интракластовые пакстоуны и рудстоуны слоистых пакетов: в состав агрегатных зерен входят обломки МТ-трещин, пелоиды, пелоидные пакстоуны или другие агрегатные зерна (строматокласты, как правило, внутри агрегатных зерен не обнаруживаются), отмечается плохая сортировка зерен, различная их ориентировка, изменчивые соотношения цемента и матрикса даже в пределах одного шлифа (г – обр. 18.18-3-5, д – обр. 18.18-3-5а); е – тонкозернистые пелоидные вакстоуны с МТ-трещинами (обр. 18.18-3-3).

ag – агрегатные зерна, calc – кальцитовый цемент, clm – кальцимикробы, csc – “кристаллокласты”, dol – доломит, f – фенестры, iss – изопохический кальцитовый цемент, m – микрит, МТс – обломки МТ-трещин, МТs – МТ-текстуры *in situ*, pel – пелоиды, si – стяжения кремней, str – строматокласты.

Биогермы в этой толще состоят из разноориентированных столбчатых строматолитов *Linella*, для центральных частей построек в основном характерны субвертикальные индивиды, а для периферических — субгоризонтальные (см. рис. 4б). Иногда биогермы асимметричны: в них могут быть развиты однонаправленные субгоризонтальные столбики. Расстояние между столбиками в биогермах варьирует, но, как правило, не превышает диаметра самих столбиков (последние обычно плотно прилегают друг к другу, см. рис. 4б, в), что является одним из принципиальных отличий между *Linella* и *Patomella*.

Столбчатые строматолиты состоят из слоев темно-серого крипнокристаллического (пелитоморфного), а также светло-серого и серого микрокристаллического кальцита. В шлифах нередко наблюдаются постепенные переходы от светлых слоев к более темным. Микрокристаллические участки занимают наибольший объем в столбиках, тогда как пелитоморфный кальцит слагает отдельные слои и линзы (в тонкослоистых байндстоунах) или образует разноразмерные сгустки, ассоциирующие с фенестрами (в неслоистых баундстоунах). И те и другие разности могут находиться в одном и том же столбике (см. рис. 5а).

Сгустки относительно крупные (обычно менее 0.5 мм) и наиболее типичны для наклоненных тонких строматолитовых столбиков, тогда как в более толстых субвертикальных индивидах они присутствуют преимущественно в виде пологих бугорков неправильной формы под верхними границами темно-серых криптозернистых масс. Сгустки контрастно выделяются на фоне светлого микрокристаллического карбоната вышележащих слоев (см. рис. 5а). Такие проблематичные образования можно рассматривать как кальцимикробы (см. рис. 5б).

Внутри органогенных построек присутствуют “тела” микрозернистых известняков, ограниченные поверхностями окружающих биогермов (см. рис. 4г, д). Они обычно сложены однородными кальцимадстоунами с редкими тонкими (до 0.5 мм) слоями вакстоунов (см. рис. 5в). В данных отложениях нередко присутствует примесь тонкодисперсного терригенного материала, содержание которой заметно варьирует. В некоторых случаях отмечаются вытянутые по наслоению фенестры.

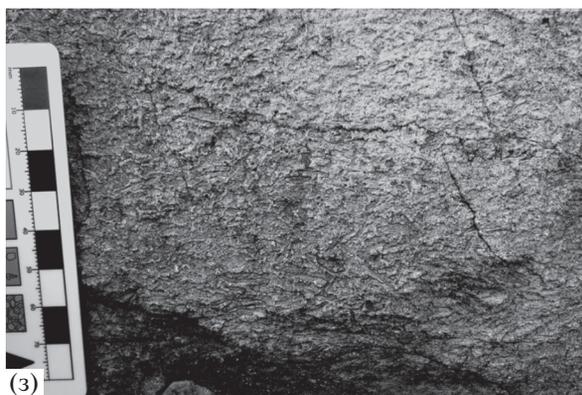
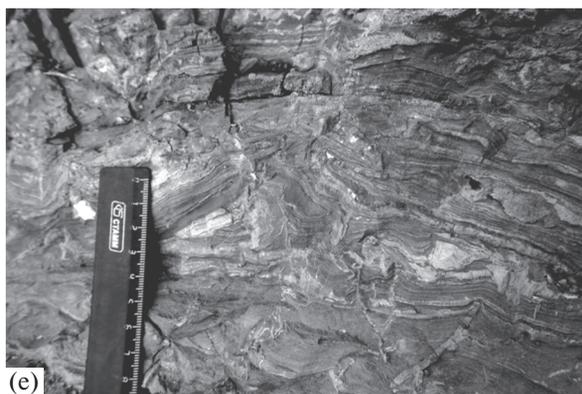
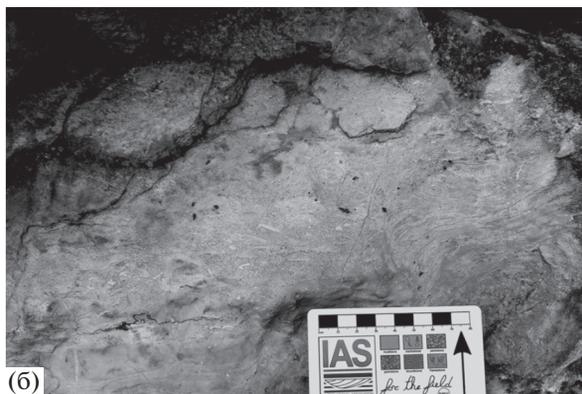
Межбиогермные отложения (ранее они ошибочно интерпретировались нами как пластовые строматолиты или биоламиниты [Дуб, Гражданкин, 2018; Маслов и др., 2019]) в основном характеризуются горизонтальнослоистыми и пологокосоветными текстурами (см. рис. 4д).

Слоистые пакеты зернистых известняков, граничащие со строматолитами (см. рис. 4е–з), включают породы различных гранулометрических типов: от микрозернистых известняков до кальцирудитов (гравелитов), при этом в них нередко наблюдается неотчетливо выраженная градационная слоистость и иногда встречаются плоские разноориентированные карбонатные обломки гравийной, галечной или более крупной размерности (см. рис. 4ж). При заметном преобладании пакстоунов (см. рис. 5г) и рудстоунов (см. рис. 5д), в этих пакетах также присутствуют грейнстоуны, вакстоуны и кальцимадстоуны. Весьма разнообразен и набор форменных элементов, представленных главным образом интракластами. Среди них преобладают агрегатные зерна (грейпстоуны?), которые являются результатом неоднократного переотложения карбонатного материала; широко распространены МТ-класты (обломки Molar tooth-трещин), встречаются строматокласты и пелоиды (см. рис. 5г, д). Наиболее мелкие обломки в агрегатных зернах в большинстве случаев представлены пелоидами или пелоидными пакстоунами. МТ-класты легко распознаются по типичному светлому однородному равномернокристаллическому микропариту, нередко они окатанные и бывают включены в агрегатные зерна (см. рис. 5д). Отдельные интракласты и их группы часто окружены крестификационными каемками кальцита (см. рис. 5д). Строматокласты идентифицируются по включениям в них специфических сгустковых образований и обычно не имеют признаков переотложения. К пелоидам отнесены однородные зерна, сложенные микро-криптозернистым кальцитом.

Компоненты зернистых известняков плохо сортированы, удлиненные форменные элементы в основном по-разному ориентированы, на некоторых участках преобладает субгоризонтальное расположение. На отдельных уровнях в тонкозернистых, чаще пелоидных известняках, присутствуют МТ-трещины (см. рис. 5е).

Рис. 6. Литологические характеристики пород манайсинской толщи.

а — глинисто-карбонатные микрозернистые отложения низов толщи с линзовидными (конкрециевидными) текстурами; б — грубообломочные отложения, залегающие непосредственно над строматолитовым пластом в нижней части толщи; в — циклично-построенная последовательность внутри манайсинской толщи, границы элементарных циклитов выделены штриховыми линиями; г — различные типы МТ-текстур, приуроченные к разным элементам внутри циклитов (см. пояснения в тексте); д — слепки промоин в подошве одного из почти полностью размытых циклитов; е — слоистость типа “хаммоки”, осложненная пластическими деформациями (конволютностью?) и многочисленными разноориентированными МТ-трещинами; ж — косослоистые калькарениты на одном из уровней внутри толщи; з — перекристаллизованные интракластовые карбонаты, слагающие верхнюю часть манайсинской толщи.



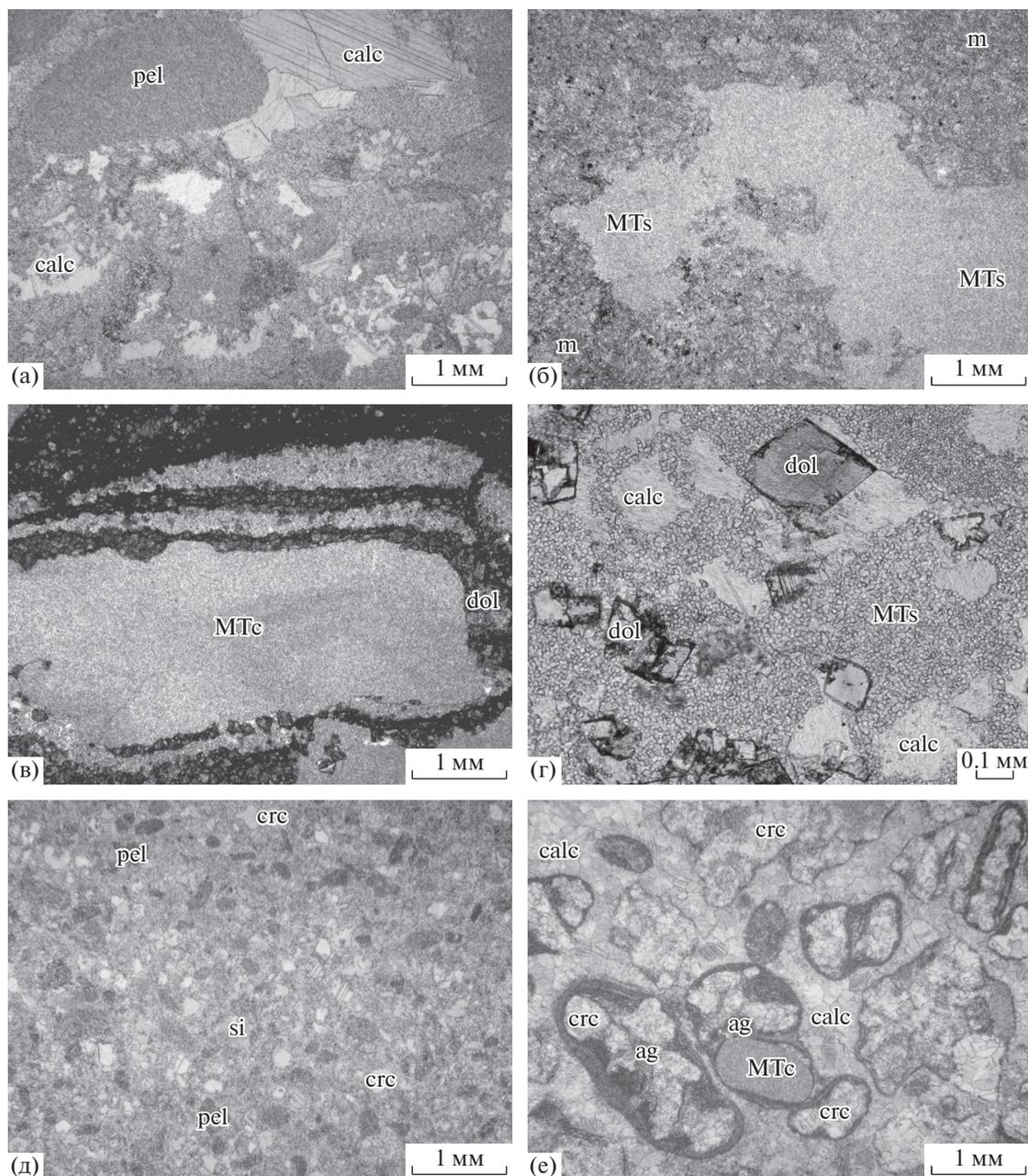


Рис. 7. Литологические характеристики пород манайсинской толщи в шлифах.

а – интракластовые пакстоуны (обр. 18.18-4-8), в межзерновом пространстве встречается спаритовый цемент, роль основной массы играет МТ-карбонат; б – автохтонные МТ-текстуры в микро- и тонкозернистых доломитизированных отложениях (обр. 18.18-4-6), в – обломки МТ-трещин, в ассоциации с автохтонными МТ-трещинами, в окружении доломитизированной основной массы (обр. 18.18-4-9); г – основная масса интракластовых рудстоунов: МТ-карбонат, спаритовый кальцит, субидиоморфный доломит (обр. 18.18-4-11); д – “кристаллокластово”-пелоидный вакстоун с пятнами окремнения (обр. 18.18-1-2); е – интракластовый грейнстоун из наиболее грубозернистых разностей косослоистых калькаренитов (обр. 18.18-1-5). Остальные условные обозначения см. рис. 5.

Пакеты зернистых известняков характеризуются циклическим строением, не всегда отчетливо выраженным. Подошва циклитов неровная, иногда со следами размыва. Грубозернистые разности обычно приурочены к нижним частям циклитов, тогда как средние части сложены более

тонкозернистыми отложениями со специфическими текстурами (с разноориентированной косоволнистой слоистостью) и пронизаны МТ-трещинами сложной геометрии (см. рис. 5е), в микрозернистых породах верхних частей циклитов наблюдаются текстуры мелкой ряби. Средние и

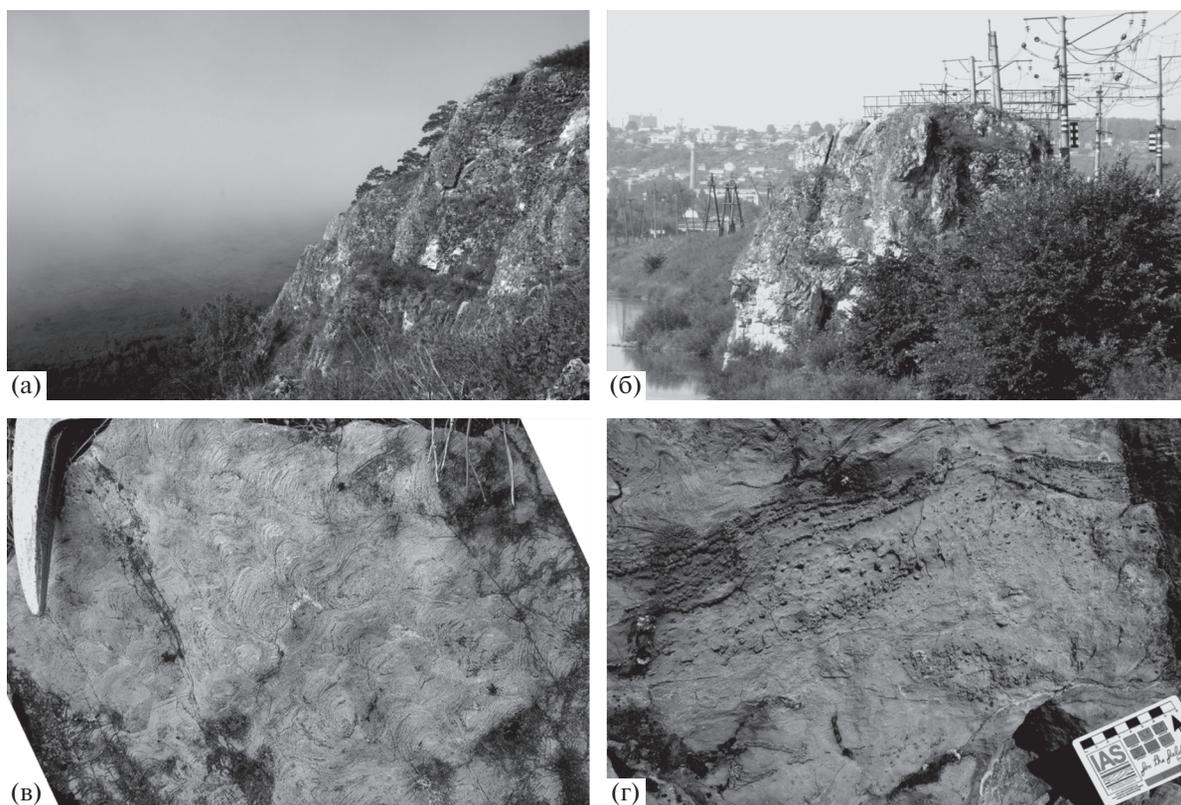


Рис. 8. Литологические характеристики пород медвежьей II толщи.

а — общий вид верхней части разреза (манайсинская и медвежья II толщи); б — останец, сложенный строматолитами *Linella*, находящийся в верхней части разреза уксской свиты, перекрытой отложениями бакеевской свиты; в — преобразованные вторичными процессами строматолитовые известняки с *Linella*; г — зернистые отложения с разноразмерными обломками и рассеянными пятнами окремнения, локально встречающиеся в пределах строматолитового био-строма медвежьей II толщи.

верхние элементы циклитов нередко отсутствуют. Мощности циклитов различаются, но, как правило, не превышают 1 м. В пакетах зернистых известняков иногда присутствуют мелкие биогермы, высотой до 40 см и длиной до 1 м (см. рис. 4и). Границы между биогермами и пакетами зернистых известняков чаще всего отчетливые.

Пакеты зернистых известняков в изученном обнажении имеют ограниченное распространение по латерали и субширотно прослеживаются обычно только в пределах нескольких метров. Возможно, они протягивались в субмеридиональном направлении или характеризовались сложной морфологией.

Манайсинская толща

Толща в целом имеет линзовиднослоистый облик и характеризуется значительным разнообразием микрофаций и литотипов (рис. 6, 7). Литологические признаки пород, залегающих на одном и том же уровне относительно кровли толщи медвежьей I, при прослеживании на расстояния в первые десятки метров существенно меняются.

Вероятно, это объясняется неровным рельефом дна, проходившего по кровле строматолитовой мегапостройки, и, вследствие этого, неодинаковой глубиной накопления осадков. Вверх по разрезу отложения толщи становятся литологически более выдержанными.

В восточной части изученного профиля, строматолитовые биогермы толщи медвежьей I перекрываются глинисто-карбонатными микрозернистыми отложениями со специфическими караваеподобными текстурами (см. рис. 6а), напоминающими крупную линзовидную слоистость или конкреционные образования. Выше в разрезе появляются пласты известняков, содержащих обломки песчаной и гравийной размерности (см. рис. 7а), постепенно в них возрастает количество МТ-трещин (см. рис. 7б). Западнее, отложения, залегающие над строматолитовыми биогермами, становятся более разнообразными: помимо тонкозернистых разностей известняков с многочисленными МТ-трещинами здесь распространены также и грубозернистые разности (см. рис. 2г). Кроме того, здесь присутствует линзовидный пласт строматолитовых известняков

мощностью около 2 м, который перекрывается плохо сортированными обломочными отложениями (см. рис. 6б). Пачку, подстилающую этот строматолитовый пласт (см. рис. 2г), можно рассматривать как переходную от локально развитых слоистых известняков нижележащей толщи к нормально-слоистым отложениям манайсинской толщи.

На отдельных интервалах толща характеризуется ярко выраженным циклическим строением (см. рис. 6в, г). Мощности циклитов в среднем около 15–20 см, но иногда отдельные их элементы существенно увеличены по толщине. Полный элементарный циклит обычно состоит из трех элементов: нижнего, с обломками известняков различной размерности; среднего, сложенного более мелким, хорошо сортированным материалом и вмещающего разноориентированные МТ-трещины сложной геометрии; и верхнего — наиболее тонкозернистого, с МТ-трещинами, преимущественно ориентированными перпендикулярно слоистости. Иногда в основании циклитов наблюдаются слепки промоин (см. рис. 6д). МТ-класты обильны в нижних элементах циклитов, форма и распределение этих обломков указывают на перетолжение в непосредственной близости от места образования трещин (см. рис. 7в). В этих грубозернистых породах роль основной массы может играть и МТ-карбонат (см. рис. 7г). Средние элементы циклитов часто характеризуются слоистостью типа “хаммоки”, нередко осложненной деформациями слоев. При этом МТ-трещины, ориентированные согласно наслоению, подчеркивают первичную текстуру этих отложений (см. рис. 6е).

В пределах толщи присутствуют маломощные (менее 1 м) пачки косослоистых калькаренигов (см. рис. 6ж). Среди них распространены мелко- и тонкозернистые пелоидные пакстоуны и вакстоуны, в которых в значительном количестве встречаются полуокатанные обломки, состоящие из раннедиагенетического спаритового кальцитового цемента (см. рис. 7д). Более грубозернистые разности калькаренигов являются интракластовыми грейнстоунами (до рудстоунов) с тонкокристаллическим мозаичным цементом. Форменные элементы представлены агрегатными зернами, состоящими в том числе из обломков этой цементирующей массы — “кристаллокластов” (см. рис. 7е). В целом, такие отложения не очень широко развиты, но важны для понимания обстановок осадконакопления толщи.

Для манайсинской толщи характерны интенсивная доломитизация и слабое окремнение. Доломитизации в первую очередь подверглись отсортированные песчаные и алевроитовые отложения (т.е. в основном средние элементы цикли-

тов); она не затрагивает микроспарит МТ-текстур.

Верхняя часть толщи (~11 м) практически полностью сложена интракластовыми разностями (см. рис. 6з), сильно затронутыми постседиментационными преобразованиями (перекристаллизованными), так же как и *медвежья II толща* (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ

Морфология позднерифейских карбонатных платформ и органогенные постройки

Территория БМА в позднем рифее представляла собой проксимальную часть пассивной окраины Восточно-Европейской платформы (шельф Балтики/Родинии) [Маслов и др., 2002; Раабен, 2007], к востоку от которой (в современных координатах) находился океанический бассейн [Li et al., 2013]. Подобные обстановки (и образующиеся в них геологические тела) с очень пологими углами наклона дна бассейна (в том числе менее 1°) называются карбонатными рампами и рассматриваются как разновидность карбонатных платформ [Ahr, 1973; Read, 1985]. На процессы накопления осадков карбонатных рампов существенно влияют трансгрессии и регрессии, поскольку даже малоамплитудные изменения относительного уровня моря приводят к значительной латеральной миграции фациальных поясов [Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1988; Burchette, Wright, 1992]. Карбонатные рампы при развитии на них рифовых комплексов с течением времени могут трансформироваться в обрамленные шельфы (карбонатные платформы с субгоризонтальной поверхностью дна в зарифовых областях и крутыми склонами в предрифовых) [Barnaby, Read, 1990].

Предполагается, что в архее, палео- и мезопротерозое строматолиты были способны формировать настоящие рифы [Hoffman, 1989; Хабаров, 1999; Allwood et al., 2006 и др.], которые являлись обрамлением карбонатных платформ и граничили с открыто-морскими бассейнами. Однако снижение уровня насыщения морской воды углекислотой в раннем неопротерозое привело к кризису строматолитового рифообразования вследствие уменьшения роли хемогенного фактора в литификации столбиков и замедления темпов роста строматолитов [Grotzinger, 1990; Riding, 20116]. По этой причине неопротерозойские карбонатные платформы в основном были представлены рампами [Grotzinger, James, 2000], примеры строматолитовых рифов в тении весьма немногочисленны [Turner et al., 2000; Narbonne et al., 2000; Thorie et al., 2020]. В то же время, тоний — период распространения кальцимикробных (тромболитовых) построек, которые формировались на внешних рампах и, как настоящие рифы, имели выраженный рельеф и обломочные шлейфы

[Turner et al., 1997; Batten et al., 2004]. Согласно [Thorie et al., 2020], известен лишь один пример обрамленного шельфа тонийского возраста, тогда как в криогении и эдиакарии такие геологические структуры распространены шире. Соответственно, для верхнерифейских карбонатных платформ были более характерны “строматолитовые луга” — широкие пояса развития органических построек без контрастного рельефа.

Современные морские строматолиты обнаруживаются в основном в пределах литорали, верхней сублиторали и, в меньшей степени, супралиторали (например, [Dill et al., 1986; Jahnert, Collins, 2012; Smith et al., 2018]), в экстремальных для беспозвоночных животных средах обитания [Garrett, 1970; Elliott, 1994]. Но в прошлом они могли быть приурочены к более широкому спектру обстановок: геологическая летопись содержит примеры столбчатых строматолитов, образовавшихся в значительно более глубоких водах [Monty, 1971; Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1988; George, 1999]. На вероятный относительно глубоководный генезис многих докембрийских и фанерозойских строматолитов указывали крупнейшие советские палеонтологи И.Н. Крылов [1975] и С.Н. Серебряков [1975] уже почти полвека назад. Поэтому при реконструкции неопротерозойских обстановок принцип актуализма оказывается малоприменимым.

Состав строматолитообразующей биоты, микроструктуры и форма строматолитов

Вопрос о факторах, определяющих форму строматолитовых столбиков и построек, по-прежнему весьма дискусионен [Awtamik, Semikhatov, 1979; Golubic, 1991; Dupraz et al., 2006]. В общем случае обсуждение обычно сводится к рассмотрению двух агентов — гидродинамики среды и состава строматолитообразующей биоты. Представляется, что пока невозможно достоверно установить, какой из этих факторов главным образом определял морфологию той или иной строматолитовой постройки в геологическом прошлом.

В состав образующих современные строматолиты микробных матов входят как нитчатые, так и коккоидные цианобактерии, при доминирующей роли последних в столбчатых разностях [Jahnert, Collins, 2012; Suosaari et al., 2016]. Как отмечал еще В.П. Маслов [1960], в их древних аналогах подобные формы практически не обнаруживаются, однако в ряде случаев сохранению морфологии клеток цианобактерий в строматолитах способствует раннедиагенетическое окремнение [Golubic, Seong-Joo, 1999; Schopf, 2012]. Система чередования пелитоморфных и микрокристаллических слоев, проявленная в строматолитах *Linella*, по-видимому, является первич-

ной и не связана с процессами неравномерной перекристаллизации, поскольку она закономерно повторяется во всех столбиках.

Таким образом, наиболее выраженная микроструктурная особенность строматолитов *Linella* — безусловное преобладание крипто- и микрокристаллического карбоната в составе столбиков. Спаритовый кальцит приурочен в основном к немногочисленным фенестрам, а аллохемы (захваченные матом карбонатные обломки алевритовой или песчаной размерности), как правило, отсутствуют. Из изложенного следует, что 1) главным фактором, определяющим формирование строматолитов, была микробиально-индуцированная минерализация, 2) поступление относительно грубого материала в область строматолитообразования было крайне ограниченным. Установлено, что в протерозое происходило постепенное снижение доли хемогенного (яснокристаллического) карбоната в строматолитах и параллельное увеличение объема микрозернистой компоненты, образующейся в результате жизнедеятельности цианобактерий — по этой причине для неопротерозоя наиболее типичны так называемые микрит-образующие, или тонкозернистые (fine-grained) строматолиты [Grotzinger, Knoll, 1999; Riding, 2011b]. По-видимому, в этом заключается генетическое отличие неопротерозойских строматолитов от некоторых сходных с ними по микроструктуре мезопротерозойских, описанных, в частности, Ф. Тости и Р. Райдингом [Tosti, Riding, 2017], в которых тонкозернистый карбонат аккумулировался за счет агглютинации микробным матом взвешенных в воде частиц. Показано также, что способность к ветвлению некоторых неопротерозойских (с возрастом в интервале 850–750 млн лет) строматолитов может подавляться интенсивным привносом карбонатной кластики [Planavsky, Grey, 2008]¹. Интерполируя эту закономерность на активно ветвящиеся строматолиты *Linella*, можно предполагать, что развитие последних также было сопряжено с биоминерализацией в условиях дефицита механогенного материала.

Особого рассмотрения заслуживает факт нахождения в этих строматолитах кальцимикробов достаточно хорошей сохранности, в том числе *Renalcis*-подобных (кластерных) форм. На данную особенность обратил внимание И.Н. Крылов [1967], первым описавший род *Linella*, но он оставил ее без интерпретации. Выявленные структуры не ассоциируют с какими-либо эпигенетическими изменениями (в том числе не являются следствием развития стилолитовых швов) — они,

¹ Точнее, сокращение объема поступающих аллохем привело к увеличению роли автохтонной аккумуляции микритового карбоната и инициации процессов ветвления строматолитов.

несомненно, входили в состав древних микробных матов. На то, что это действительно кальцимикробы, а не результат случайных деформаций слаболитифицированных матов, указывает их закономерная ориентировка перпендикулярно слоистости в столбиках.

Считается, что кальцимикробы появились в геологической летописи в мезопротерозое [Kah, Riding, 2007], а в неопротерозое они были способны формировать в относительно глубоких водах самостоятельные органогенные постройки (подобные фанерозойским иловым холмам) [Aitken, 1967; Turner et al., 1997; Batten et al., 2004].

Если интерпретировать неслоистые участки кальцимикробных баундстоунов в столбиках как тромболиты, то укские строматолиты должны рассматриваться как тромболит-строматолитовые образования (или как кальцимикробные строматолиты). К настоящему времени находки кальцимикробов непосредственно в докембрийских строматолитах известны [Turner et al., 2000; Riding, 2011a]. Вместе с тем кальцимикробы в укской свите отличаются от настоящих *Renalcis* отсутствием выраженной внутренней полости.

Сами по себе остатки *Renalcis sensu stricto* считаются проблематичными, так как не имеют современных аналогов; не известно даже, являются они прокариотами или эукариотами. Чаще всего они отождествляются с известковыми цианобактериями [Riding, 2011a]. По мнению А.Ю. Журавлева, ренальцид не следует относить ни к известковым водорослям, ни к цианобактериям, а их микроструктура сходна с таковой у некоторых губок и книдарий [Zhuravlev, 2001; Журавлев, 2013]; предполагается, что данная группа организмов появилась только в конце венда, а более ранние остатки не обладают характерной микроструктурой и “скелетом” [Zhuravlev, 2001].

Результаты изучения состава биомаркеров в породах верхнеукской подсвиты однозначно указывают на существование в бассейне осадконакопления сообществ эукариот [Маслов и др., 2019]. Вероятно, эукариотам и принадлежат наблюдаемые в строматолитах *Linella* кальцимикробные остатки. Анализ микроструктур строматолитов по шлифам в сопоставлении с пространственной ориентировкой столбиков показывает, что стратегия роста последних определялась именно этими организмами. Скорее всего, они являлись фотосинтетиками.

MT-текстуры и обстановки осадконакопления

MT-трещины представляют собой раннедиагенетические образования ленточной, червеобразной, веретеноподобной или нитевидной формы, сложенные равномернокристаллическим микроспаритом и являющиеся важнейшим пороодооб-

разующим компонентом протерозойских осадочных толщ [James et al., 1998; Кузнецов, 2005; Pollock et al., 2006; Kuang, 2014]. MT-текстуры имеют строгую стратиграфическую приуроченность (2600–717 млн лет) и за единичными исключениями² не обнаруживаются в отложениях моложе криогения [Shields, 2002; Bishop, Sumner, 2006; Hodgskiss et al., 2018]. Будучи наиболее широко распространенными в отложениях литорали и верхней сублиторали, значительно реже они встречаются в пределах нижней сублиторали (ниже базиса действия штормовых волн)³ и супралиторали [Kuang, 2014]. Существует огромное количество версий, объясняющих происхождение MT-трещин [Smith, 2016; Pratt, 1998; Петров, 2011], при этом обращает на себя внимание их приуроченность к карбонатам, содержащим примесь глинистого материала [Hodgskiss et al., 2018].

В укской свите MT-текстуры наиболее широко распространены в верхней части нижней подсвиты и в манайсинской толще верхней подсвиты, в медвежьей I толще они имеют подчиненное значение и приурочены только к отдельным уровням внутри пакетов зернистых известняков. Важно, что непосредственно в строматолитовых биогермах *Linella* MT-трещин нет, хотя примеры строматолитов, осложненных такими трещинами, в геологической летописи известны [Петров, 2011, с. 12; Kuang, 2014]. Не обнаружены эти структуры и в межбиогермных линзах микрозернистых осадков, несмотря на то, что глинистый материал в них присутствует. Вероятно, это свидетельствует об иных гидрохимических условиях среды седиментации зернистых разностей. Принципиально разное количество MT-текстур в двух смежных толщах (медвежьей и манайсинской) — аргумент в пользу выраженного отличия в глубинах их формирования.

Основным характеристическим признаком нижней части манайсинской толщи являются обильные и разнообразные MT-текстуры. Среди них распространены не только автохтонные, но и аллохтонные образования, указывающие на переманентный перемыв осадков. Вероятно, переотложение обеспечивалось в первую очередь штормовой деятельностью, так как MT-текстуры в укской свите в основном ассоциируют с циклически построенными пачками. Поскольку циклиты литологически неоднородны (что связано с изменчивой гидродинамикой), то и приуроченные к разным элементам циклитов MT-трещины за-

² Ими являются кэп-карбонаты оледенения Марино в Намибии и один из слоев в толще эдиакарских отложений в Австралии.

³ Ряд авторов проводит границу верхней и нижней сублиторали (точнее, мелководной и глубоководной сублиторали) по базису действия нормальных волн (например, [Purkiss et al., 2015]).

кономерно отличаются друг от друга по форме и являются своеобразными индикаторами активности среды: субнормальные трещины указывают на пассивный или умеренный режим седиментации; а трещины, ориентированные вдоль поверхностей наложения, или с неправильными очертаниями – на более активный, но менее слабый по сравнению с тем, который обеспечивал эрозию дна и образование МТ-кластов.

Штормовая седиментация на карбонатных рампах

Любой карбонатный рампа в зависимости от характера гидродинамики подразделяется на три части – внутренний, средний и внешний, при этом верхняя граница среднего рампа определяется базисом действия нормальных волн, а нижняя – базисом действия штормовых волн, независимо от абсолютных отметок глубины бассейна [Burchette, Wright, 1992]. Рампы подвержены влиянию приливно-отливной, волновой и штормовой деятельности. В частности, для неопротерозоя были типичны рампы, в пределах которых доминировала штормовая седиментация [Grotzinger, James, 2000].

Формирование штормовых отложений – темпеститов – связывается как с колебательными, так и с однонаправленными движениями водных масс, в то же время последние могут быть проявлены в виде геострофических и плотностных (гиперпикнальных) потоков [Seilacher, Aigner, 1991; Murgow, 1992; Murgow, Southard, 1996]. Отличительными чертами образующихся осадков являются слоистость типа “хаммоки”, наличие слепков промоин, амальгамация циклитов, при этом площадное распространение отдельных слоев может быть ограничено мелководными фациями [Einsele, Seilacher, 1991]. Эрозионная подошва циклитов и градационная сортировка материала роднит их с другими событийными отложениями, в первую очередь с турбидитами. И для тех, и для других могут быть характерны знаки ряби (волнений и течений) и текстуры пластических деформаций (soft-sediment deformation structures, в том числе конволютная слоистость) в средней части циклитов [Einsele, Seilacher, 1991; Molina et al., 1998; Chen, Lee, 2013].

Традиционно выделяются проксимальные и дистальные темпеститы: с глубиной в них возрастает доля тонкозернистого материала, уменьшается мощность циклитов и количество промоин в подошвах [Seilacher, Aigner, 1991; Einsele, 2000]. Недавно было показано, что такая модель применима к относительному крутым склонам, тогда как для низкоградиентных рампов характерна более сложная картина распределения темпеститов [Jelby et al., 2020].

Исследователи сходятся во мнении, что слоистость типа “хаммоки” – есть следствие штормовой активности [Swift et al., 1983; Seilacher, Aigner, 1991; Murgow, 1992; Einsele, 2000; Jelby et al., 2020 и многие другие]. По данным С. Дюма и Р. Арнотта [Dumas, Arnott, 2006], эта текстура указывает на глубины между базисами воздействия нормальных и штормовых волн. Однако имеются свидетельства того, что отложения с таким типом слоистости могут накапливаться и в более мелководной среде – в пределах зоны приливно-отливной деятельности [Yang et al., 2005; Basilici et al., 2012], причем в обстановках рампа признаки этой деятельности не всегда легко диагностируются в осадках [Vakarelov et al., 2012]. Сейчас уже можно считать доказанным, что слоистость типа “хаммоки” полигенетична и вряд ли может служить полноценным индикатором глубины бассейна [Jelby et al., 2020 и ссылки в этой работе].

В верхней подсвите укской свиты отложения с признаками штормового генезиса наблюдаются в медвежьей I и манайсинской толщах. В толще медвежьей I выделяется два принципиально разных литотипа отложений, на формирование которых в той или иной степени влияла штормовая активность, – это интракластовые известняки слоистых пакетов и межбиогермные микрозернистые отложения. Формирование первых, по-видимому, связано с однонаправленными перемещениями водных масс, а на образование последних оказывали влияние колебательные движения среды. В отличие от них, темпеститы манайсинской толщи характеризуются протяженностью по латерали и отчетливо выраженной цикличностью.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Юрюзанская толща

Юрюзанская толща формировалась в прибрежных обстановках с достаточно активной или умеренной гидродинамикой, на что указывает обилие терригенной примеси и относительно крупных (>2 мм) карбонатных обломков в межстолбиковом пространстве строматолитов, представленном рудстоунами и пакстоунами. Предполагается [Kuang et al., 2019], что тонкостолбчатые ветвящиеся строматолиты, подобные *Patomella*, могли быть характерны для внутрилиторальных зон. Однако в строматолитовых постройках толщи мы не встретили выраженных признаков субэтаральной экспозиции. В то же время, обилие терригенной примеси может свидетельствовать о близости устья водотока, выпадающего в морской бассейн. Последнее предположение подкрепляется фактом обнаружения сходных строматолитов в нижней части нижнеукской подсвиты в

разрезах “Аккостяк” [Стратотип ..., 1983; наши наблюдения], в ассоциации с оолитами и онколитами (т.е. на более низком стратиграфическом уровне, в отложениях, мелководный генезис которых не вызывает сомнений). Принципиальное отличие нижеукуских строматолитов разрезов “Аккостяк” заключается в том, что строматолитовые столбики находятся в окружении терригенного материала, тогда как в верхнеукуских (юрюжанских) биогермах масса, вмещающая строматолиты *Patomella*, карбонатная.

Результаты изучения современных строматолитов показывают, что направленный поток водной среды приводит к формированию не только удлиненных форм строматолитовых столбиков, но и изометричных; еще одна важная черта, указывающая на сильное течение, — выраженное межстолбиковое пространство [Bosak et al., 2013]. Известно также, что обилие взвешенных в воде частиц обычно угнетает рост строматолитов [Крылов, 1975]. Таким образом, в отношении строматолитовых построек юрюжанской толщи следует предполагать глубины, соответствующие нижней литорали—верхней сублиторали, и некоторое влияние течений, генерированных в морском бассейне впадающим в него водотоком (рукавом реки?).

Медвежья I толща

На основе изучения строматолитовых построек в толще медвежьей I можно заключить, что они не принадлежали приливно-отливной зоне, так как в отложениях не обнаружено трещин усыхания, следов присутствия эвапоритов, оолитов, типичных структур и других характерных для литоральных обстановок признаков [Eriksson, Simpson, 2011; Semeniuk, 2019], однако в строматолитах нередко присутствуют фенестры. Последние обычно рассматриваются как индикаторы субаэральных условий [Shinn, 1968; Flügel, 2010], но, по-видимому, один этот признак не может служить существенным аргументом при реконструкциях, поскольку фенестры достаточно часто ассоциируют с микробными матами [Gerdes, 2007], вне зависимости от фаций.

Присутствие крупных столбчатых строматолитов в общем случае считается индикатором большого объема свободного пространства в среде седиментации, что продемонстрировано на примере современных багамских микробиалитов [Andres, Reid, 2006]. Макроскопические наблюдения на усть-катавском разрезе позволили прийти к выводу, что строматолиты медвежьей толщи в процессе роста “стремились” занять все окружающее пространство, возможно, по причине конкуренции соседних колоний за доступ к свету. Очевидно, что они формировались на достаточной для их свободного роста глубине, в ста-

бильных условиях, не встречая существенных препятствий в виде волно-прибойной деятельности или понижения отметок уреза воды.

Считается, что ослабление гидродинамического режима должно приводить к уменьшению диаметра строматолитовых столбиков [Dupraz et al., 2006; Bosak et al., 2013], но такая закономерность не всегда соблюдается, так как помимо гидродинамики на форму строматолитов могут влиять скорость осадконакопления и темпы опускания дна бассейна [Серебряков, 1975]. Так, в ситуации с укской свитой заметным является тренд относительного уменьшения межстолбикового расстояния в строматолитовых биогермах снизу вверх по разрезу, указывающий на переход к более спокойноводному режиму вследствие увеличения глубины бассейна. Об этом же свидетельствует и значительное снижение количества терригенной песчано-алевритовой примеси в биогермах *Linella* по сравнению с биогермами *Patomella*.

Микрофации межбиогермного заполнения предполагают малую подвижность среды седиментации. Еще один значимый фациальный индикатор — специфические текстуры этих отложений: в некоторых сечениях для них характерна горизонтальная слоистость, но превалирует слоистость типа “хаммоки” (только в малом масштабе), возникающая в результате штормовой активности [Swift et al., 1983; Dumas, Arnott, 2006; Jelby et al., 2020]. Несомненно, такие микрозернистые отложения с признаками воздействия штормов могли аккумулироваться только в защищенных от влияния нормальных волн зонах, вероятно, на глубинах ниже базиса их действия. По-видимому, они являлись фоновыми осадками полостей внутри органогенных построек.

Важнейшую информацию дает детальный литолого-фациальный анализ пакетов слоистых известняков, представленных в основном интракластовыми разностями (предыдущими исследователями разрезов [Козлов, 1982; Стратотип ..., 1982] известняки, слагающие эти пакеты, описывались как “микрочитолиты”). Большая часть интракластов состоит из агрегатов зерен различного генезиса. По аналогии с современными багамскими грейпстоунами, для таких форменных элементов можно предполагать обстановки с умеренной волновой гидродинамикой [Gischler, 2011]⁴. Очевидно, что зерна неоднократно переотлагались, до тех пор пока не оказывались захоронены на глубинах ниже базиса действия нормальных волн. В то же время, обломки строматолитов в составе зернистых известняков не несут признаков

⁴ Здесь аналогия может быть лишь приблизительная, так как в образовании современных грейпстоунов активное участие принимают также зеленые водоросли, стабилизирующие и микритизирующие осадок [Carbonate ..., 1972 и др.].

переотложения. В этой связи их, скорее всего, следует рассматривать как “местный” материал, захваченный потоком, выносящим фрагменты пелоидных пакстоунов и МТ-трещин (первичных компонентов агрегатных зерен) из более мелководных зон на глубину. Многие зерна окружены крустификационными каймами – раннедиагенетическим морским фреатическим цементом, характерным для сублиторальных обстановок [Grammer et al., 1999; Hosa, Wood, 2017]. Кроме того, среди форменных элементов не встречаются оолиты – типичные образования подвижного мелководья. В целом, судя по природе обломков, основным их поставщиком служили относительно тиховодные осадки внутреннего рампа.

Накопление рассматриваемых отложений происходило синхронно с ростом построек, но пульсационно, на что указывает циклическое строение пакетов, градационная сортировка материала в некоторых пластах, редкие следы размыва в их подошвах. Кроме того, в пакетах зернистых известняков отсутствуют признаки волновой переработки осадка. Предположение о событийном характере осадконакопления подкрепляется находками мелких строматолитовых биогермов внутри слоистых пакетов. Это предполагает быструю литификацию отложений, благодаря которой механогенный осадок оказывался достаточно устойчивым субстратом для колонизации строматолитообразующей биотой. Ранней цементацией объясняется и весьма небольшое число промоин в подошвах циклитов. В средних или верхних элементах циклитов иногда обнаруживаются МТ-текстуры, что придает отложениям сходство с циклитами вышележащей манайсинской толщи.

Генетические признаки, присущие описанным циклитам, характерны как для темпеститов, так и для турбидитов (согласно [Einsele, Seilacher, 1991]). С одной стороны, слоистые пакеты сложены в основном аллохтонным по отношению к окружающим осадкам материалом, что является аргументом в пользу отнесения их в последнюю категорию. В то же время, этот материал не очень хорошо сортирован, а в составе циклитов нет выраженной последовательности элементов, характерной для цикла Боума. Скорее всего, пакеты слоистых известняков представляют собой осадочное выполнение каналов, по которым периодически сходили потоки – водные массы, нагнанные штормами на мелководье, эродирующие дно и разгружающиеся при возвращении на глубину. Подобной седиментационной моделью характеризуются темпеститы [Mugow, 1992]. Конфигурация предполагаемых каналов, ориентированных в современных координатах с севера на юг, как будто противоречит представлениям о транспортировке материала в позднерифейское время в эпиплатформенном бассейне с запада на восток (из мелководной области в открытое море)

[Маслов и др., 2002]. Однако известно [Swift et al., 1983; Einsele, 2000; Mugow, Southard, 1996], что современные индуцированные штормовой деятельностью геострофические течения, вследствие действия сил Кориолиса, могут отклоняться в меридиональном направлении.

По всей видимости, в толще медвежьей I отсутствуют карбонатные брекчии, а также покровы калькаренитов с признаками волновой гидродинамики. Таким образом, вероятно всего, строматолитовые органогенные постройки не имели высокого положительного рельефа (характерного для рифов *sensu stricto*), и, следовательно, карбонатная платформа представляла собой рампу, а не обрамленный шельф. При этом толща медвежьей I характеризуется относительно большой мощностью. Очевидно, что долговременные относительно стабильные обстановки осадконакопления в условиях крупного эпиплатформенного бассейна могли обеспечиваться только достаточными глубинами, в противном случае колебания уровня моря так или иначе фиксировались бы в геологической летописи. Скорее всего, “строматолитовые луга” формировались в обстановках ниже базиса действия обычных волн (в средней части рампы или глубже), в пределах фотической зоны (которая распространялась до глубин в несколько десятков метров), в условиях дефицита обломочного материала и при медленном подъеме относительного уровня моря. При этом рассматриваемый фациальный пояс был осложнен каналами, заполняющимися осадками во время штормов.

Манайсинская толща

Для получения выводов о фациальной природе толщи были проанализированы текстурные и структурно-петрографические характеристики отложений, а также общегеологические данные.

В отличие от интракластовых известняков медвежьей I толщи, циклично-построенные отложения манайсинской толщи прослеживаются по латерали, сложены “местными” обломками, иногда содержат признаки слоистости типа “хаммоки” в комбинации с текстурами пластических деформаций, что позволяет аттестовать их как темпеститы. Невысокая доля микрозернистых осадков в их составе и достаточно многочисленные слепки промоин в подошвах свидетельствуют, что это, скорее всего, не дистальные разновидности. Кроме того, в толще присутствуют микрозернистые глинистые известняки со своеобразными линзовидными конкрециеподобными структурами (залегающие непосредственно над строматолитовыми постройками), которые также обязаны своим существованием штормовой деятельности, но они, вероятно, были приурочены к несколько большим глубинам.

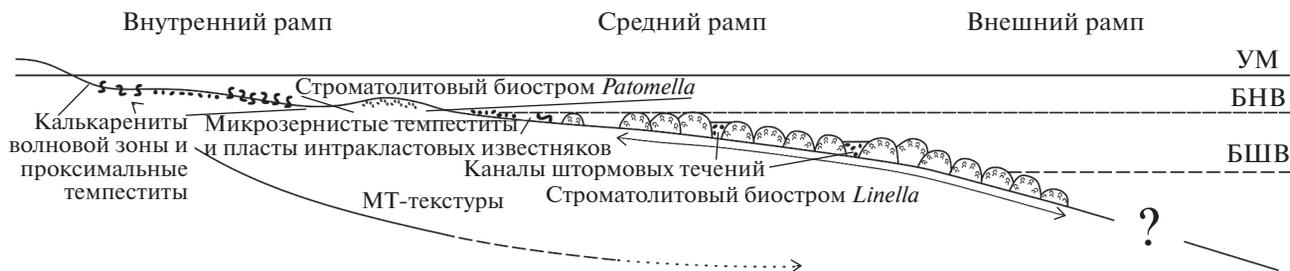


Рис. 9. Схематичный профиль карбонатного рампа во время формирования верхнеукской подсвиты. УМ – уровень моря, БНВ – базис действия нормальных волн, БШВ – базис действия штормовых волн.

В пределах толщи распространены не только отложения, в формировании которых принимали участие штормовые волны, но и образования зоны влияния обычных волн (косослоистые калькарениты в середине нижней части толщи, а также интракластовые интенсивно преобразованные известняки верхних горизонтов), поэтому предполагается, что осадконакопление в это время протекало вблизи базиса действия нормальных волн – в пределах верхней части среднего рампа и нижней части внутреннего рампа. Не исключено, что какой-то объем осадков накапливался в пределах литорали, но надежных подтверждений этому нет – в пределах карбонатных рампов приливно-отливные процессы могут камуфлировать волновой или штормовой активностью [Vakarelov et al., 2012].

В отложениях манайсинской толщи присутствуют карбонатные “кристаллокласты” – обломки раннедиагенетического морского цемента, состоящие из отдельных кристаллов или их агрегатов. В калькаренитах распространены кальцитовые цементы мозаичного типа с субизометричными кристаллами. По данным Э. Флюгеля [2010, с. 300], цементы с такими пространственными характеристиками формируются как при погружении осадочных толщ, так и на первых постседиментационных этапах при участии метеорных вод. Поскольку в данном случае очевидна связь с раннедиагенетическими процессами, нужно допускать, что обстановки, благоприятствующие формированию калькаренитов, могли быть крайне мелководными.

Верхняя часть толщи полностью сложена интракластовыми отложениями, состоящими в основном из агрегатных зерен. По аналогии с современными грейпстоунами, в данном случае можно с некоторой долей условности говорить о достаточно мелководной, но защищенной от активной волновой гидродинамики среде.

Мозаичность фаций, наблюдаемая в манайсинской толще, хорошо согласуется с предполагаемыми для нее мелководными обстановками осадконакопления. На примере современных шельфовых бассейнов убедительно показано, что

глубины менее 40 м характеризуются весьма широким спектром литотипов и фаций [Purkis et al., 2015]. Распространение штормовых отложений на мелководье подкрепляет вывод об отсутствии рифового обрамления у карбонатной платформы. На постепенное углубление бассейна указывает фациальная однородность пластов в верхней части манайсинской толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученная в результате детального литолого-фациального анализа реконструкция осадочной системы верхнеукской подсвиты в общих чертах сопоставима с более ранними моделями, предложенными для протерозойских карбонатных платформ в других регионах [Bertrand-Sarfati, Mousine-Pouchkine, 1988; James et al., 1998; Хабаров, 1999; Петров, Семихатов, 2009]. В обобщенном виде данные о распределении фаций приведены в табл. 1, а схематический профиль карбонатного рампа – на рис. 9.

В целом, смена прибрежно-морских отложений нижнеукской подсвиты умеренно мелководными (юрюзанская толща), а затем относительно глубоководными (медвежья I толща) образованиями отвечает трансгрессивному тренду в развитии южноуральского бассейна в середине неопротерозоя. Последующее существенное замедление темпов подъема уровня моря или его некоторое падение привели к резкой смене фаций и формированию мелководной манайсинской толщи. В ее составе доминируют отложения внутреннего–верхней части среднего рампа с признаками штормового воздействия, в отдельных интервалах – волновой переработки, не исключается и влияние приливно-отливных процессов. Смена интракластовых известняков верхней части манайсинской толщи строматолитовыми постройками медвежьей II толщи отражает новый трансгрессивный тренд. Сложно предполагать, насколько крутым мог быть уклон карбонатного рампа и как изменялась глубина бассейна (или иные условия), для того чтобы рост строматолитовых построек прекращался и возобновлялся.

Таблица 1. Микрофации, литотипы, генетические типы и фации, характерные для толщ верхнеукуской подсвиты

Толща	Микрофации	Литотипы (микрофациальные типы)	Генетические типы	Фации	
Юрюзанская	Тонкослоистые байндстоуны	Тонкостолбчатые строматолитовые баундстоуны – строматолиты <i>Patomella</i>	Строматолитовые постройки/ биогермы?	Проксимальные органогенные постройки	
	Интракластовые пакстоуны	Интракластовые отложения между столбиками			
	Интракластовые рудстоуны				
Медвежья	Тонкослоистые байндстоуны	Толстостолбчатые строматолитовые баундстоуны – строматолиты <i>Linella</i>	Строматолитовые биогермы	Дистальные органогенные постройки (средний рамп)	
	Неслоистые фенестровые и кальцимикробные баундстоуны				
	Кальцимадстоуны	Тонко-микрозернистые известняки, иногда глинистые	Межбиогермные фоновые отложения		
	Интракластово-пелоидные вакстоуны				
	Фенестровые байндстоуны				
	Интракластовые пакстоуны	Интракластовые известняки/ калькарениты, редко с МТ-трещинами	Канальные темпеститы/ штормовые турбидиты		Заполнение каналов штормовых (геострофических) течений
	Интракластовые рудстоуны				
	Интракластовые грейнстоуны				
	Пелоидные вакстоуны (?) с МТ-трещинами				
	Микрослоистые кальцимадстоуны или байндстоуны	Микрозернистые известняки	Фоновые отложения		
Манайсинская	Интракластовые рудстоуны с МТ-кластами	Интракластовые грубозернистые известняки с МТ-кластами (нижний элемент циклитов)	Проксимальные темпеститы	Отложения внутреннего–верхов среднего рампа	
	Интракластовые пакстоуны с МТ-кластами				
	Интракластовые пакстоуны с МТ-трещинами	Интракластовые тонкозернистые известняки с МТ-трещинами (средний элемент циклитов)			
	Интракластовые вакстоуны с МТ-трещинами				
	Кальцимадстоуны с МТ-трещинами				Микрозернистые известняки с МТ-трещинами (верхний элемент циклитов)
	“Кристаллокластово”-пелоидные пакстоуны	Калькарениты, иногда с косой слоистостью	Отложения мелководья (зоны волнений)		
	“Кристаллокластово”-пелоидные вакстоуны				
	Интракластовые грейнстоуны				

Верхняя граница укской свиты соответствует крупному перерыву в геологической летописи, ассоциирующему с наступлением оледенений планетарного масштаба. Несомненно, этот перерыв сопровождался размытиями отложений верхней части каратауской серии, что привело к отсутствию укской свиты в ряде районов БМА.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А.В. Маслову за содействие в исследованиях, ценные советы и критические замечания к рукописи и М.Т. Крупенину за помощь в изучении разреза “Аккостяк”. Благодаря замечаниям двух анонимных рецензентов и работе редакторов удалось существенно улучшить текст данной публикации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 18-05-00062).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 19–44.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Войкина З.А. и др.* Марино-гляциальные отложения в Толпаровском разрезе верхнего докембрия (реки Зилим и Малый Толпар) // Геол. вестник. 2019. № 3. С. 69–92.
- Государственная геологическая карта РФ м-ба 1 : 1000000 (третье поколение). Лист N–40 – Уфа. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
- Домрачев С.М.* Девон хр. Каратау и прилегающих районов Южного Урала. Девон Западного Приуралья. Л.; М.: Гостоптехиздат, Ленинград. отд., 1952. С. 5–121.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В.* Карбонатные фации укской свиты верхнего рифея в разрезе “Медведь” (Шубино): краткий обзор // Литология и я: от идеи до выводов. Материалы 3-ей Всероссийской литологической школы. Екатеринбург, 2018. С. 69–72.
- Дуб С.А., Чердниченко Н.В., Киселева Д.В. и др.* Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала // Литосфера. 2019. Т. 19. № 6. С. 919–944.
- Журавлев А.Ю.* Систематика и палеоэкология кембрийских обызвестленных “водорослей” // Водоросли в эволюции биосферы. Материалы I палеоальгологической конференции. 25–28 февраля 2013, г. М.: ПИН РАН, 2013. С. 38–39.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др.* Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.
- Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1995. 177 с.
- Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др.* Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 9 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 52–56.
- Крылов И.Н.* Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 78 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др.* Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузнецов В.Г.* Molar tooth structure – своеобразная текстура рифейских карбонатных пород // Литосфера. 2005. № 4. С. 136–150.
- Маслов А.В.* Башкирский мегантиклинорий: поздне-рифейско-вендские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна тонкой алюмосиликокластикой // Литосфера. 2020. № 4. С. 455–470.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А. и др.* Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 5. С. 659–686.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 2. 134 с.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В.* Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.
- Маслов В.П.* Строматолиты // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 41. 188 с.
- Парфенова Т.М., Мельник Д.С.* Геохимия рассеянного органического вещества пород укской свиты (верхний рифей, Южный Урал) // От анализа вещества – к бассейновому анализу. Материалы 13 Уральского литологического совещания. Екатеринбург, 2020. С. 190–192.
- Петров П.Ю.* Molar tooth structures: механизм формирования и специфика карбонатного диагенеза в позднем докембрии (сухотунгусинская свита рифея Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 3. С. 3–26.

- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Закономерности развития рифейских карбонатных платформ: шорихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 1–18.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А.* Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.
- Раабен М.Е.* Строматолитовые формации рифея в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 11. № 15. С. 35–46.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2006. 280 с.
- Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г.* Основные этапы развития докембрийского органического мира: Сообщение 2. Поздний протерозой // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 3–34.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 200. М.: Наука, 1975. 217 с.
- Станевич А.М., Пучков В.Н., Корнилова Т.А. и др.* Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала и протерозоя Восточной Сибири (палеобиологические аспекты) // Геол. вестник. 2018. № 3. С. 3–41.
- Стратотип рифея. Палеонтология, палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
- Хабаров Е.М.* Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1149–1169.
- Ahr W.M.* The carbonate ramp – an alternative to the shelf model // Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions. 1973. V. 23. P. 221–225.
- Aitken J.D.* Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta // J. Sediment. Petrol. 1967. V. 37. P. 1163–1178.
- Allwood A.C., Walter M.R., Kamber B.S. et al.* Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia // Nature. 2006. V. 441. P. 714–718.
- Andres M.S., Reid R.P.* Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas // Sediment. Geol. 2006. V. 185. P. 319–328.
- Awramik S.M., Semikhatov M.A.* The relationship between morphology, microstructure, and microbiota in three vertically intergrading stromatolites from the Gunflint Iron Formation // Can. J. Earth Sci. 1979. V. 16. № 3. P. 484–495.
- Barnaby R.J., Read J.F.* Carbonate ramp to rimmed shelf evolution: Lower to Middle Cambrian continental margin, Virginia Appalachians // Geol. Soc. Am. Bull. 1990. V. 102. P. 391–404.
- Basilici G., de Luca P.H.V., Oliveira P.* A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian-Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil // Sedimentology. 2012. V. 59. P. 1613–1639.
- Batten K.L., Narbonne G.M., James N.P.* Paleoenvironments and growth of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs: platformal Little Dal Group, northwestern Canada // Precambrian Res. 2004. V. 133. № 3–4. P. 249–269.
- Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A.* Is cratonic sedimentation consistent with available models? An example from the Upper Proterozoic of the West Africa craton // Sediment. Geol. 1988. V. 58. № 2/4. P. 255–276.
- Bishop J.W., Sumner D.Y.* Molar tooth structures of the Neoproterozoic Mon-teville Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. I: constraints on micro-crystalline CaCO₃ precipitation // Sedimentology. 2006. V. 53. № 5. P. 1049–1068.
- Bosak T., Knoll A.H., Petroff A.P.* The meaning of stromatolites // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2013. V. 41. P. 21–44.
- Burchette T.P., Wright V.P.* Carbonate Ramp Depositional Systems // Sediment. Geol. 1992. V. 79. P. 3–57.
- Carbonate Sediments and their Diagenesis / Ed. R.G.C. Bathurst. Amsterdam: Elsevier, 1972. V. 12. 657 p.
- Chen J., Lee H.S.* Soft-sediment deformation structures in Cambrian siliciclastic and carbonate storm deposits (Shandong Province, China): Differential liquefaction and fluidization triggered by storm-wave loading // Sediment. Geol. 2013. V. 288. P. 81–94.
- Dill R.F., Shinn E.A., Jones A.T. et al.* Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters // Nature. 1986. V. 324. P. 55–58.
- Dumas S., Arnott R.W.C.* Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate // Geology. 2006. V. 34. P. 1073–1076.
- Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks / Ed. W.E. Ham // AAPG. Mem. 1962. V. 1. P. 108–121.
- Dupraz C., Pattisina R., Verrecchia E.R.* Translation of energy into morphology: simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model // Sediment. Geol. 2006. V. 185. P. 185–203.
- Einsele G.* Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget / 2nd ed. Berlin, Heidelberg, N. Y., London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, 2000. 792 p.
- Einsele G., Seilacher A.* Distinction of tempestites and turbidites // Cycles and events in stratigraphy / Eds G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher. Berlin: Springer, 1991. P. 377–382.
- Elliott W.M.* Stromatolites of the Bahamas // The 26th meeting of the association of marine laboratories of the Caribbean. San Salvador, Bahamas: Bahamian Field Station, 1994. P. 33–39.
- Embry A.F., Klován J.E.* A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT // Bull. Can. Pet. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.
- Eriksson K.A., Simpson E.* Precambrian tidal facies // Principles of tidal sedimentology / Eds R.A. Davis Jr., R.W. Darlymple. N. Y.: Springer, 2011. P. 397–419.
- Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application / 2nd ed. Berlin: Springer, 2010. 984 p.
- Garrett P.* Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecological restriction by grazing and burrowing animals // Science. 1970. V. 169. P. 171–173.
- George A.D.* Deep-water stromatolites, Canning Basin, northwestern Australia // Palaios. 1999. V. 14. P. 493–505.
- Gerdes G.* Structures left by modern microbial mats in their host sediments // Atlas of Microbial Mat Features preserved within the siliciclastic Rock Record. Atlases in Geoscience 2 // Eds J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson et al. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 258–265.

- Gischler E.* Carbonate environments // Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Sciences series / Eds J. Reitner, V. Thiel. Dordrecht: Springer, 2011. P. 238–260.
- Golubic S.* Modern stromatolites – a review // Calcareous algae and stromatolites / Ed. R. Riding. Berlin, Heidelberg, N. Y.: Springer, 1991. P. 541–561.
- Golubic S., Seong-Joo L.* Early cyanobacterial fossil record: preservation, palaeoenvironments and identification // Eur. J. Phycol. 1999. V. 34. № 4. P. 339–348.
- Grammer G.M., Crescini C.M., McNeill D.F., Taylor L.H.* Quantifying rates of syndepositional marine cementation in deeper platform environments-new insight into a fundamental process // J. Sediment. Res. 1999. V. 69. P. 202–207.
- Grotzinger J.P.* Geochemical Model for Proterozoic Stromatolite Decline // Am. J. Sci. 1990. V. 290. P. 80–103.
- Grotzinger J.P., James N.P.* Precambrian carbonates: evolution of understanding // Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World / Eds J.P. Grotzinger, N.P. James // SEPM Spec. Publ. № 67. 2000. P. 3–22.
- Grotzinger J.P., Knoll A.H.* Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1999. V. 27. P. 313–358.
- Hodgskiss M.S.W., Kunzmann M., Poirier A., Halverson G.P.* The role of microbial iron reduction in the formation of Proterozoic molar tooth structures // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 482. P. 1–11.
- Hoffman P.F.* Pethei reef complex (1.9 Ga), Great Slave Lake, NWT // Reefs: Canada and Adjacent Areas / Eds H.H.J. Geldsetzer, N.P. James, G.E. Tebbutt // Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1989. V. 13. P. 33–48.
- Hosa A., Wood R.* Quantifying the impact of early calcite cementation on the reservoir quality of carbonate rocks: a 3d process-based model // Adv. Water Resour. 2017. V. 104. P. 89–104.
- Jahnert R.J., Collins L.B.* Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia // Mar. Geol. 2012. V. 303–306. P. 115–136.
- James N.P., Narbonne G.M., Sherman A.G.* Molar tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the Mid- to Late Proterozoic // J. Sediment. Res. 1998. V. 68. P. 716–722.
- Jelby M.E., Grundvag S.-A., Helland-Hansen W. et al.* Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky crossstratification // Sedimentology. 2020. V. 67. P. 742–781.
- Kah L.C., Riding R.* Mesoproterozoic carbon dioxide levels inferred from calcified cyanobacteria // Geology. 2007. V. 35. P. 799–802.
- Kuang H.-W.* Review of molar tooth structure research // J. Palaeogeogr. 2014. V. 3. P. 359–383.
- Kuang H.-W., Fan Z.-X., Liu Y.-Q. et al.* Stromatolite characteristics of Mesoproterozoic Shennongjia Group in the northern margin of Yangtze Block, China // China Geology. 2019. V. 3. P. 364–381.
- Li Z.X., Evans D.A., Halverson G.P.* Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland // Sediment. Geol. 2013. V. 294. P. 219–232.
- Lokier S.W., Junaibi M.A.* The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language? // Sedimentology. 2016. V. 63. № 7. P. 1843–1885.
- Molina J.M., Alfaro P., Moretti M., Soria J.M.* Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain) // Terra Nova. 1998. V. 10. P. 145–150.
- Monty C.* An autoecological approach of intertidal and deep-water stromatolites // Annales de la Société géologique de Belgique. 1971. V. 94. № 3. P. 265–276.
- Myrow P.M.* Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf // J. Sed. Petrol. 1992. V. 62. P. 99–115.
- Myrow P.M., Southard J.B.* Tempestite deposition // J. Sediment. Res. 1996. V. 66. P. 875–887.
- Narbonne G.M., James N.P., Rainbird R.H., Morin J.* Early Neoproterozoic Tonian patch reef complexes Victoria Island Arctic Canada // Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World / Eds J.P. Grotzinger, N.P. James // SEPM Spec. Publ. 2000. V. 67. P. 164–177.
- Planavsky N., Grey K.* Stromatolite branching in the Neoproterozoic of the Centralian Superbasin, Australia: an investigation into sedimentary and microbial control of stromatolite morphology // Geobiology. 2008. V. 6. P. 33–45.
- Pollock M.D., Kah L.C., Bartley J.K.* Morphology of molar-tooth structures in Precambrian carbonates: influence of substrate rheology and implications for genesis // J. Sediment. Res. 2006. V. 76. P. 310–323.
- Pratt B.R.* Molar-tooth structure in Proterozoic carbonate rocks: origin from synsedimentary earthquakes, and implications for the nature and evolution of basins and marine sediment // Geol. Soc. Am. Bull. 1998. V. 110. № 8. P. 1028–1045.
- Purkis S.J., Rowlands G.P., Kerr J.M.* Unravelling the influence of water depth and wave energy on the facies diversity of shelf carbonates // Sedimentology. 2015. V. 62. P. 541–565.
- Read J.F.* Carbonate Platform Facies Models // AAPG Bulletin. 1985. V. 69. P. 1–21.
- Riding R.* Calcified cyanobacteria // Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Sciences series / Eds J. Reitner, V. Thiel. Dordrecht: Springer, 2011a. P. 211–223.
- Riding R.* The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research // Advances in Stromatolite Geobiology / Eds J. Reitner, N.-V. Quéric, G. Arp. Heidelberg: Springer, 2011b. V. 131. P. 29–74.
- Schoff J.W.* The fossil record of cyanobacteria // Ecology of Cyanobacteria II, their diversity in space and time / Ed. B.A. Whitton. Berlin: Springer, 2012. P. 15–36.
- Seilacher A., Aigner T.* Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the geologic perspective // Cycles and events in stratigraphy / Eds G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher. Berlin: Springer, 1991. P. 249–267.
- Semeniuk V.* Tidal flats // Encyclopedia of Coastal Science / Eds C.W. Finkl, C. Makowski // Springer International Publishing. 2019. P. 1708–1727.
- Shields G.A.* “Molar-tooth microspar”: A chemical explanation for its disappearance ~ 750 Ma // Terra Nova. 2002. V. 14. P. 108–113.
- Shinn E.A.* Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks // J. Sed. Petrol. 1968. V. 38. P. 215–223.
- Smith A.G.* A review of molar-tooth structures with some speculations on their origin // Belt Basin: Window to Mesoproterozoic Earth / Eds J.S. MacLean, J.W. Sears // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2016. V. 522. P. 71–99.

- Smith A., Cooper A., Misra S. et al. The extant shore platform stromatolite (SPS) facies association: a glimpse into the Archean? // *Biogeosciences*. 2018. V. 5. P. 2189–2203.
- Suosaari E.P., Reid R.P., Playford P.E. et al. New multiscale perspectives on the stromatolites of Shark Bay, Western Australia // *Sci. Rep.* 2016. V. 6. 20557.
- Swift D.J.P., Figueiredo A.G. Jr, Freeland G.L., Oertel G.F. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? // *J. Sed. Petrol.* 1983. V. 53. P. 1295–1317.
- Thorie A., Mukhopadhyay A., Mazumdar P., Banerjee T. Characteristics of a Tonian reef rimmed shelf before the onset of Cryogenian: Insights from Neoproterozoic Kunihar Formation, Simla Group, Lesser Himalaya // *Mar. Pet. Geol.* 2020. V. 117. 104393.
- Tosti F., Riding R. Fine-grained agglutinated elongate columnar stromatolites: Tieling Formation, ca 1420 Ma, North China // *Sedimentology*. 2017. V. 64. P. 871–902.
- Turner E.C., James N.P., Narbonne G.M. Growth dynamics of Neoproterozoic calcimicrobial reefs, Mackenzie mountains, northwest Canada // *J. Sediment. Res.* 1997. V. 67. P. 437–450.
- Turner E.C., James N.P., Narbonne G.M. Taphonomic control on microstructure in Early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites // *Palaios*. 2000. V. 15. P. 87–111.
- Vakarelov B.K., Ainsworth R.B., MacEachern J.A. Recognition of wave-dominated, tideinfluenced shoreline systems in the rock record: Variations from a microtidal shoreline model // *Sediment. Geol.* 2012. V. 279. P. 23–41.
- Wright V.P. A revised classification of limestones // *Sediment. Geol.* 1992. V. 76. P. 177–185.
- Yang B.C., Dalrymple R.W., Chun S.S. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat – winter shoreface // *Sedimentology*. 2005. V. 52. P. 235–252.
- Zaky A.H., Brand U., Buhl D. et al. Strontium isotope geochemistry of modern and ancient archives: tracer of secular change in ocean chemistry // *Can. J. Earth Sci.* 2019. V. 56. № 3. P. 245–264.
- Zhuravlev A. Yu. Paleocology of Cambrian reef ecosystems // *The history and sedimentology of ancient reef systems* / Ed. J.D. Stanley. N. Y.: Plenum Press, 2001. P. 121–157.

Carbonate Sedimentology of the Upper Riphean Uk Formation (Neoproterozoic), Southern Urals

S. A. Dub^{1, *}, D. V. Grahdankin^{2, 3, **}

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the RAS, Acad. Vonsovskogo str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia

²Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics, Siberian Branch of the RAS, Acad. Koptyuga ave., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

³Novosibirsk State University, Pirogova str., 1, Novosibirsk, 630090 Russia

*e-mail: sapurins@gmail.com

**e-mail: dima.grahdankin@gmail.com

Lithologic characters and results of sedimentary facies analysis for carbonate deposits in the most complete section of the Upper Uk Subformation of the Riphean stratotype (at the northern part of the Bashkir Mega-Anticlinorium, Southern Urals) are presented. The Subformation was divided into Yuryuzan, Medved I, Manaysu and Medved II members (from bottom to top). The bottom of Subformation is placed at the base of the huge stromatolite buildup. Yuryuzan Member is composed of thin-columnar branching stromatolites *Patomella*. Medved I and II members are mainly represented by bioherms, consisting of columnar branching stromatolites *Linella*, interbiohermal deposits and units of layered granular limestones (the latter were found only in the lower Member). The Manaysu Member appears to be stratum of layered deposits (mostly cyclic) with abundant molar tooth structures (MTS). The growth of the Yuryuzan Member stromatolites occurred most likely in the upper subtidal-peritidal zone within the inner carbonate ramp, under the influence of siliciclastic-bearing currents. Stromatolite buildups of the Medved I and II members were formed in settings below the normal wave base (the boundary between inner and middle ramp), but within the photic zone, as part of wide facies belts. Units of layered limestones in the Medved I Member are storm currents deposits. During the accumulation of the Manaysu Member sediments with signatures of normal and storm waves influence, the environments of the inner ramp and upper part of the middle ramp dominated. The sequence which includes the upper part of the Lower Subformation, the Yuryuzan and the Medved I members of the Upper Subformation reflects the progressive deepening of the basin. A slowdown in the rate of sea level rise (or its fall) led to a change in facies and the formation of the shallow-water Manaysu Member. Subsequently the transgressive trend appeared again, the Medved II Member was formed. The upper boundary of the Uk Formation corresponds to a major break in the geological record associated with global glaciation.

Keywords: Bashkir Mega-Anticlinorium, Upper Riphean, carbonate ramp, stromatolites, molar tooth structures, tempestites, facies.