

УДК 551.351-048.445(235.222)

РИФОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЙСКОГО ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКОГО БАСЕЙНА — СТРОЕНИЕ, КЛАССИФИКАЦИЯ, ПАЛЕОБИОТЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Н.В. Сенников, О.Т. Обут, Р.А. Хабибулина, В.А. Лучинина, Е.В. Лыкова,
Д.А. Токарев, Т.А. Щербаненко

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Приведены сведения о строении и классификации элементов алтайских позднеордовикско-раннесилурийских рифовых сооружений, составе и структуре их фаунистических сообществ. Выделены масштабные этапы проявления рифообразования в алтайском раннепалеозойском бассейне: 1) ранне-среднекатийский, 2) позднекатийский, 3) раннехирнантский, 4) позднетеличский и 5) среднепозднейшувудский. Рассмотрены три типа рифогенных сооружений: 1) каркасные рифы, 2) бескаркасные рифы (иловые холмы) и 3) коралловые луга (заросли). Определены максимальные скорости и латеральное распространение рифогенной седиментации в раннепалеозойском стратиграфическом интервале исследуемого региона. Для алтайских раннепалеозойских бассейнов с карбонатным осадконакоплением предложена общая модель седиментации с формированием главным образом уровневых, удаленных от берега рифов барьерного типа.

Рифовые образования, поздний ордовик, силур, телич, шейнвуд, Алтай

REEF COMPLEXES OF THE LATE ORDOVICIAN—EARLY SILURIAN ALTAI BASIN: CLASSIFICATION, STRUCTURE, PALEOBIOTA, AND PALEO GEOGRAPHY

N.V. Sennikov, O.T. Obut, R.A. Khabibulina, V.A. Luchinina, E.V. Lykova, D.A. Tokarev, T.A. Shcherbanenko

The paper presents data on the classification, structure, and biota of reef complexes from the Late Ordovician—early Silurian Altai Basin. The early Paleozoic history of the Altai Basin included the early—middle Katian, late Katian, early Hirnantian, late Telychian, and middle—late Sheinwoodian events of large-scale reef formation which produced framework reefs, mud mounds, and coral meadows. The early Paleozoic reefs of the area formed at rates of 40 to ~12 cm per thousand years. The late Telychian reef system, which formed in 0.5—1.0 Myr, occupied the largest area of the basin. The lateral extent of reef systems in the Late Ordovician—early Silurian basin of Altai depended more on the rates of vertical and lateral growth, as well as on the previous sea bottom topography and clastic inputs, than on the duration of reef formation. Carbonate deposition in the Altai basins of that time can be simulated with a general model implying formation of distal barrier reefs.

Reef, Late Ordovician, Silurian, Telychian, Sheinwoodian, Altai

ВВЕДЕНИЕ

Поля распространения ордовикских и силурийских отложений на территории Горного Алтая занимают значительные площади (рис. 1). На первой стадии лито- и биостратиграфических исследований верхнеордовикских и нижнесилурийских разрезов на Горном Алтае фиксируемые в них мощные карбонатные отложения с многочисленными кораллами стали выделяться как самостоятельные геологические тела — свиты, хорошо прослеживаемые при геологическом картировании. Например, ордовикские чакырская и орловская свиты [Гинцингер, 1962; Гинцингер, Сенников, 1967; Стратиграфический..., 1975], силурийская чагырская свита [Бубличенко, 1936; Стратиграфический..., 1956]. Кроме кораллов подобные карбонатные тела содержали остатки других групп фауны, такие как строматопороидеи, брахиоподы, трилобиты, по фаунистическим комплексам которых предлагались региональные биостратиграфические подразделения — горизонты и слои с фауной. Уже на первом этапе изучения подобных карбонатных геологических тел были высказывания об их рифовой природе, например, для чагырских [Барцева, Перфильев, 1957] и для орловских биогермных известняков [Сенников, Сенников, 1982].

Несколько позднее, при накоплении нового биостратиграфического материала, была предложена силурийская полатинская свита [Елкин и др., 1974; Стратиграфический..., 1991]. Для полатинской свиты, ранее включавшейся в состав подчагырской свиты, уже давно [Тихонов, 1956] предполагалась рифогенная природа слагающих ее известняков. Широкое отнесение таких, как правило, обособленных в

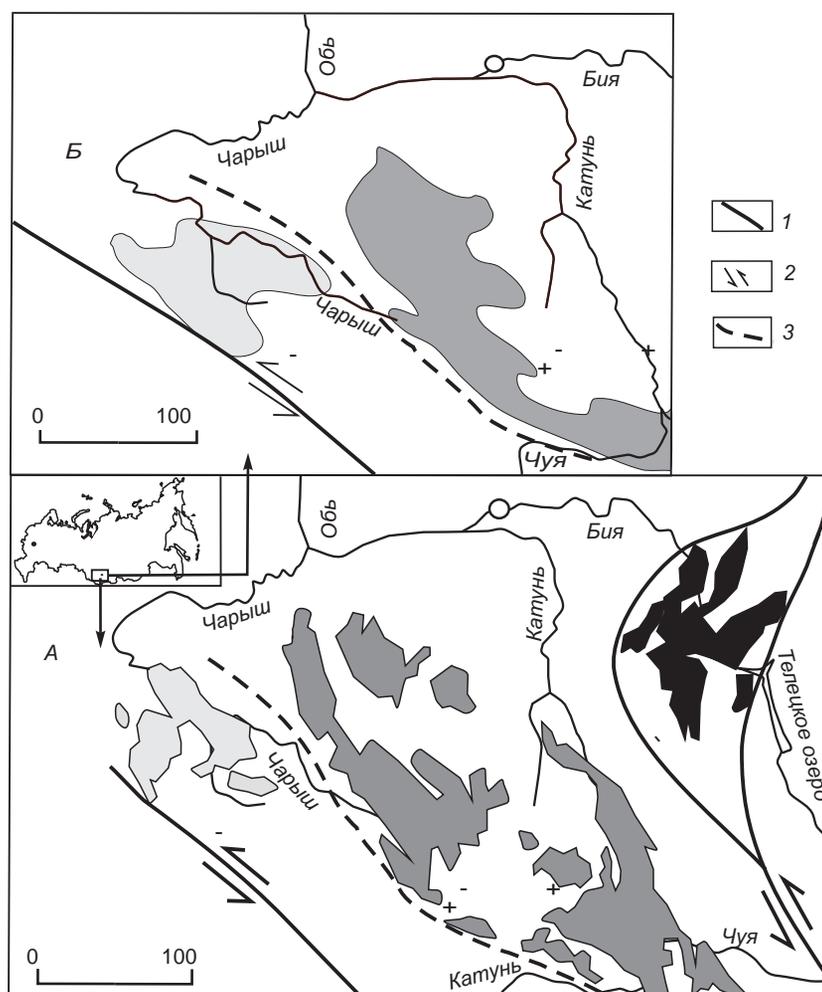


Рис. 1. Поля распространения ордовикских (А) и силурийских (Б) осадочных образований на территории Горного Алтая.

1 — границы крупных тектонических блоков, 2 — зоны масштабных сдвиговых дислокаций, 3 — границы между структурно-фациальными зонами (СФЗ). Ч-И (светло-серый цвет) — Чарышско-Инская СФЗ палеобассейна; А-Ч + Т (серый цвет) — Ануйско-Чуйская и Талицкая СФЗ палеобассейна; У-Л (черный цвет) — Уйменско-Лебедская СФЗ.

пространстве, карбонатных геологических тел большой мощности к рифовым сооружениям началось в конце прошлого века в связи с возросшим интересом к карбонатным постройкам [Уилсон, 1980; Фортунатова, 2000] как к потенциальным палеозойским коллекторам и резервуарам углеводородного сырья в соседствующих с южно-сибирскими горными сооружениями нефтегазоносных провинциях Западной Сибири [Запивалов и др., 1980; Краснов и др., 1980, 1986; Иванов и др., 1988; Исаев и др., 1989; Степанов и др., 1990; Дубатов, Краснов, 1993]. В Восточной Сибири к таким потенциальным объектам для поисков углеводородов на палеозойском хроностратиграфическом уровне относятся кембрийские, преимущественно карбонатные образования [Стратиграфия..., 2016].

На территории Горного Алтая сконцентрирована значительная группа ордовикско-силурийских объектов, которые в настоящее время относятся к сложнопостроенным комплексам рифовых палеоэкосистем [Sennikov et al., 2008, 2019; Сенников и др., 2011]. Такие рифовые системы известны в Чарышско-Инской, Талицкой и Ануйско-Чуйской структурно-фациальных зонах (СФЗ, см. рис. 1) тепловодного Чарышско-Ануйско-Чуйского палеобассейна экваториально-тропического климатического пояса. Рифовые системы в нем формировались удаленно от берега, на бровке шельфа, в зоне перехода к континентальному склону. В алтайском Уйменско-Лебедском умеренно-прохладном палеобассейне (см. рис. 1) средних палеоширот, со смешанной карбонатно-терригенной седиментацией в позднем ордовике и исключительно терригенной в силуре, образования рифовых тел не происходило [Сенников и др., 2018a].

Первые попытки систематизации сведений о стратиграфической приуроченности рифогенной позднеордовикско-раннесилурийской седиментации на Горном Алтае [Елкин и др., 1994, 1997, 1998]

позволили сопоставлять их с глобальными трансгрессивно-регрессивными трендами [Gradstein et al., 2004]. Пики высокого стояния уровня моря, как правило, соотносились со средними частями рифогенных стратонов.

Следует отметить, что на современном этапе исследований относительно редко встречающиеся в алтайских карбонатных разрезах позднего ордовика и раннего силура немногочисленные и таксономически недостаточно разнообразные конодонты не позволяют установить точное (до стандартной зоны и подзоны) хроностратиграфическое положение границ всех рифогенных тел относительно границ ярусных подразделений ордовика и силура Общей (и Международной) стратиграфической шкалы [Gradstein et al., 2020]. Более точное определение возраста нижних и верхних границ рифогенных карбонатных тел в алтайских разрезах устанавливается по находкам зональных таксонов граптолитов в подстилающих и перекрывающих такие тела терригенных образованиях [Сенников и др., 20186, 2019].

В недавно опубликованной работе [Кузнецов, Журавлева, 2019] в палеозое выделены пять этапов каркасного рифообразования: раннекембрийский, среднепозднеордовикский, силурийско-франский, поздневизейско-серпуховский и пермский. В той же работе в анализ были вовлечены материалы по раннекембрийскому (археоциатовому) этапу рифообразования в Алтае-Саянской складчатой области (АССО), а опубликованные данные по алтайским рифогенным образованиям верхнего ордовика и силура АССО [Сенников, Елкин, 2000; Sennikov et al., 2008, 2019; Сенников и др., 2011] не привлекались. Материалы настоящей публикации дополняют ранее рассмотренные данные о строении, распространении и эволюции нижнепалеозойских рифовых систем в российских регионах.

ЭТАПЫ МАСШТАБНОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ И ТИПЫ РИФОВЫХ СООРУЖЕНИЙ В ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИХ АЛТАЙСКИХ БАССЕЙНАХ

Поздний ордовик. По данным изучения позднеордовикских и раннесилурийских отложений на Горном Алтае выделяется серия рифогенных этапов. В эти этапы в алтайском палеобассейне формировались рифовые системы, отличающиеся друг от друга различными элементами: а) индивидуальными размерами и масштабами своего латерального распространения; б) продолжительностью формирования; в) внутренним строением; г) степенью «объединения в группировки», в том числе и с другими элементами; д) положением в палеобассейне (расстояние от берега); е) отношением к уровню моря (уровенные или погруженные) и некоторыми другими параметрами [Sennikov et al., 2008, 2019; Сенников и др., 2011].

Комплексный анализ мощностей, площадей распространения, литологических особенностей и биотических параметров (группы фауны, в том числе доминантные, их количество, плотность палеопопуляций и показатели таксономического разнообразия) позволяет предложить три различные палеофациальные модели рифогенного, а также соседствующие с ним фронтального-предрифового и тылового-зарифового типов осадконакопления для алтайских рифогенных этапов: а) модель каркасных рифов (рис. 2); б) модель бескаркасных рифов (иловых холмов) (рис. 3); в) модель коралловых лугов (см. рис. 3).

При исследованиях ордовикских отложений на Горном Алтае установлены три рифогенных этапа: 1) раннесреднекатийский, 2) позднекатийский и 3) раннехирнантский.

Прежде чем приступить к характеристике вышеперечисленных рифогенных этапов в алтайском палеобассейне, следует отметить следующее. В разрезе Ебогон в Ануйско-Чуйской СФЗ массивные рифогенные карбонаты нижней части ханхаринской свиты мощностью до 80 м перекрываются аргиллитами и алевролитами, в которых содержатся граптолиты зоны *clingani*. Эти рифогенные отложения заведомо более древние, чем катийский век. Они сложены массивными, водорослево-биогермными известняками и могут быть свидетельством существования сандбийского рифогенного этапа в алтайском позднеордовикском бассейне.

В разрезе по р. Мута в той же Ануйско-Чуйской СФЗ в основании ханхаринской свиты (сандбий) залегает 50-метровая пачка серых микритовых известняков с обломками и целыми раковинами (до 20 % объема пород) брахиопод, остракод и криноидей.

В разрезе Воскресенка-Тачалов в Чарышско-Инской СФЗ сандбийское линзообразное рифовое тело (высотой-мощностью 20—25 м и длиной подножия около 30—40 м) в основании ханхаринской свиты сложено массивными органогенно-обломочными известняками (биокластовыми вакстоунами-пакстоунами), в которых от 30 до 80 % объема занимают обломки криноидей, строматопороидей (?), обломки и целые раковины остракод и брахиопод. По простиранию этот Воскресенко-Тачаловский риф переходит в 3—5-метровую пачку известняков, местами оолитовых (грейнстоуны). Плохо сортированные биокласты в этом рифе погружены в микритовый матрикс [Вараксина, Сенников, 2006]. Такое сооружение, вероятно, следует классифицировать как иловый холм.

Это пока единственные сандбийские алтайские разрезы, и требуются дополнительные исследования для выделения регионального сандбийского рифогенного этапа в рассматриваемом палеобассейне. В отношении иловых холмов как элементов рифогенного осадконакопления следует отметить следующие

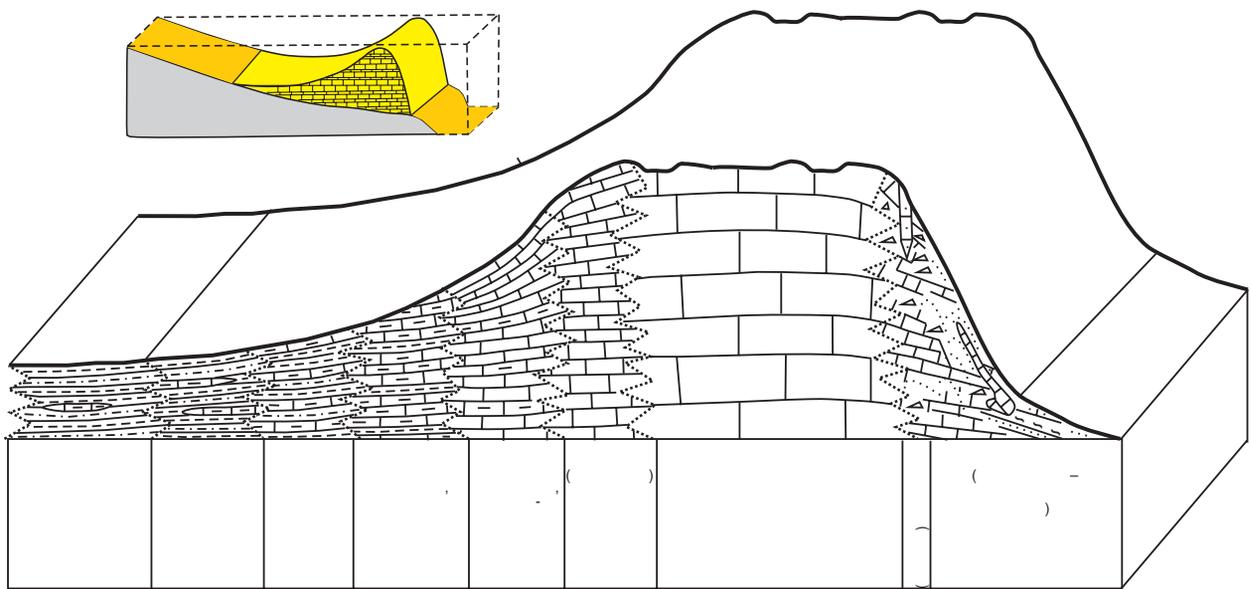


Рис. 2. Модельный профиль асимметричного позднеордовикско-раннесилурийского алтайского уровневого, каркасного, барьерного рифа с прилегающими к нему тыловыми-зарифовыми и фронтальными-предрифовыми фациями.

щее. Самыми древними бескаркасными рифами в виде иловых холмов, по мнению В.Г. Кузнецова [1997, 2003], являются их позднеордовикские представители. Тот же автор предположил, что бескаркасные рифы являются пионерными постройками на начальных стадиях рифогенных циклов, в том числе и при последующем образовании каркасных рифовых сооружений.

Раннесреднекатийский рифогенный этап на Горном Алтае известен на ограниченных территориях. Его следы зафиксированы в разрезах Малая Ханхара, Холмогориха, Верхняя Карасу и др. В разрезе Малая Ханхара в Чарышско-Инской СФЗ на массивных рифогенных известняках ханхаринской свиты залегают известковые аргиллиты и алевролиты техтенской свиты, содержащие граптолиты зоны *linearis*, что позволяет фиксировать верхний возрастной предел этого рифогенного этапа древнее середины катия. Раннесреднекатийский риф Холмогориха в Чарышско-Инской СФЗ сложен асимметричными, каркасными, уровневыми рифами средних размеров. В Ануйско-Чуйской СФЗ для этого рифогенного этапа характерны преимущественно каркасные и, редко, небольшие бескаркасные рифы (иловые холмы) (например, низы техтенской свиты в разрезе Верхняя Карасу). По данным [Munnecke et al., 2010; Gradstein et al., 2020], на уровень раннего катия приходится максимум высокого стояния уровня моря в ордовике. В разрезе Азраткан (Еланда) Ануйско-Чуйской СФЗ этот этап представлен коралловыми луга-

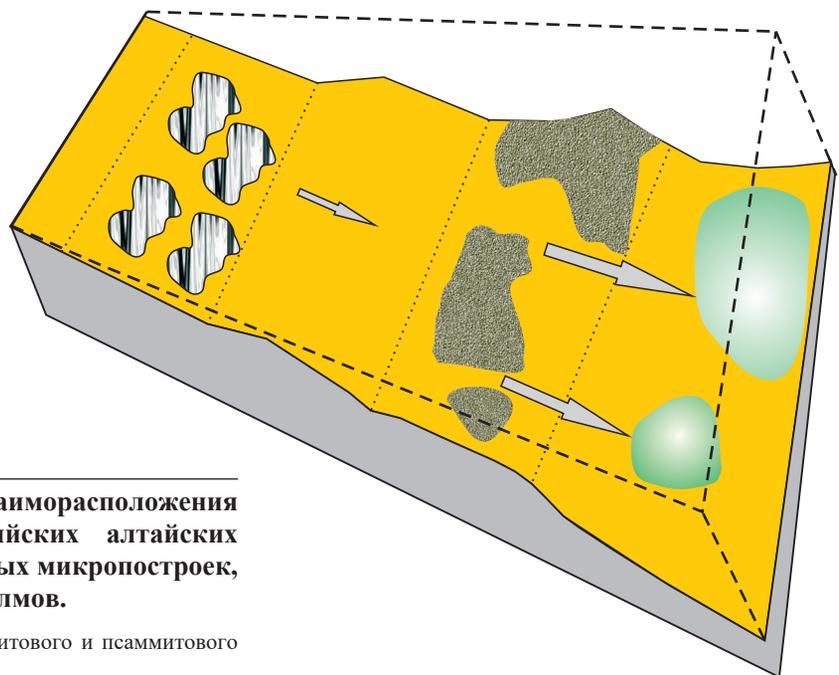


Рис. 3. Модельный профиль взаиморасположения позднеордовикско-раннесилурийских алтайских калиптровых и строматолитовых микропостроек, коралловых лугов и иловых холмов.

Стрелками показаны пути переноса пелитового и псаммитового карбонатного материала.

ми в составе терригенно-карбонатной тектенской свиты. Коралловые дуга, объединяющиеся в более масштабные коралловые леса, обычно группируются не в овальную острово-подобную структуру (брахиформную конфигурацию), а вытянуты в протяженную полосу с линейными очертаниями. У подножия левого борта Азраткана среди массивных известняков обнаружены многочисленные структуры в виде отдельных калиптр и их группировок в прижизненном и перемещенном положениях [Sennikov et al., 2019].

Позднекатийский рифогенный этап представлен на Алтае в Чарышско-Инской и Ануйско-Чуйской СФЗ и проявляется в широком площадном распространении масштабных (по мощности и размерам сооружений) уровенных каркасных рифов. В то же время только по отдельным регионам мира [Munnecke et al., 2010; Rasmussen et al., 2019] для позднего катия фиксируется проявление пика трансгрессий.

Позднекатийский рифогенный этап выделяется по следующим алтайским разрезам: Орлов, Буровлянка, Тектен, Воскресенка-Тачалов, Чакыр-Азраткан, Мута и др. В разрезе Мута в Ануйско-Чуйской СФЗ в составе верхней части тектенской свиты обнажаются два рифа — Мута-катийский и Мута-хирнантский. В располагающихся между этими рифогенными карбонатами аргиллитах и алевролитах встречаются граптолиты зоны *supernus*. Риф Мута-катийский соседствует по простиранию с другими рифами в виде их цепочки, сформированной из острово-подобных асимметричных каркасных рифовых тел.

В разрезе Буровлянка (Чарышско-Инская СФЗ) позднекатийский рифогенный этап проявлен в виде массивных микритовых известняков с немногочисленными (10—20 %) крупными (>2 мм) остатками брахиопод и кораллов (биокластовые флоутстоуны) [Вараксина, Сенников, 2006].

Раннехирнантский рифогенный этап устанавливается на локальных участках в Чарышско-Инской и Ануйско-Чуйской СФЗ Алтая. На этом этапе формировались уровенные рифы небольших масштабов. Раннехирнантский рифогенный этап проявлен в разрезах Тачалов и Мута. В этих разрезах с одноименными рифами (Тачалов и Мута-хирнантский) верхние рифогенные массивно-карбонатные части тектенской свиты подстилаются глинистыми аргиллитами и алевролитами, содержащими граптолиты зон *supernus*, *ornatus*, *racifiscus*. В перекрывающей терригенно-карбонатную тектенскую свиту исключительно аргиллитовой свите Вторых Утесов, в ее нижней части, встречаются граптолиты зоны *retsculptus* позднего хирнанта — разрезы Буровлянка, Воскресенка-Тачалов. В раннехирнантский этап рифообразования в алтайском палеобассейне формировались латерально ограниченные, незначительные по мощности, относительно симметричные, каркасные, возможно, погруженные рифы. Риф Тачалов имеет овальную острово-подобную форму, а риф Мута-хирнантский удлиненно-овальную форму.

Раннехирнантский рифогенный этап может быть сопоставлен с незначительным эпизодом глобального относительно высокого стояния уровня моря [Rasmussen et al., 2019; Gradstein et al., 2020]. Следует отметить, что какого-то максимума в глобальном повышении уровня Мирового океана на этом стратиграфическом уровне в других хирнантских разрезах мира не зафиксировано [Munnecke et al., 2010].

Ранняя половина силура. При литофациальном анализе силурийских материалов Чарышско-Инской, Талицкой и Ануйско-Чуйской СФЗ на Алтае выделяются два рифогенных этапа: 1) позднегелетический и 2) среднепозднешейнвудский.

Позднегелетический этап установлен по разрезам Горный ключ, Малый Яломан, Верхняя Карасу (риф Верхнекарасукский-гелетический), Чичка (одноименный риф — брахиформная постройка) и др. В разрезе гора Россыпная массивные рифогенные образования (риф Россыпногорский-гелетический) полатинской свиты подстилаются известково-глинистыми аргиллитами сыроватинской свиты с граптолитами зоны *griestonensis*, в нижней своей части в маломощном прослое аргиллитов содержат граптолиты зоны *spiralis/grandis* и перекрываются глинистыми аргиллитами чесноковской свиты с граптолитами зон *spiralis/grandis* и *insectus*. В том же разрезе в рифогенных известняках полатинской свиты определены конодонты зоны *celloni*. Позднегелетический этап рифообразования в алтайском палеобассейне хорошо соотносится с гелетической глобальной трансгрессией [Loydell, 1998; Lehnert et al., 2010; Gradstein et al., 2020].

Среднепозднешейнвудский этап выделяется во многих разрезах: Чагырский утес, Малый Яломан, Генералка, Бурта и др. В разрезе Шпиль (одноименный риф), в разрезе гора Каракол (риф Маяк), в разрезе Сыроватый (риф Маленькое небо), в разрезе гора Россыпная (риф Россыпногорский-шейнвудский), в разрезе Верхняя Карасу (риф Верхнекарасукский-шейнвудский) массивные рифогенные образования чагырской свиты подстилаются аргиллитами и алевролитами чесноковской свиты с граптолитами зон *spiralis/grandis* и *insectus*. По конфигурации перечисленные рифы представляют относительно округлые брахиформные постройки. Верхняя граница рассматриваемого рифогенного этапа ограничивается по биостратиграфическим данным из низов перекрывающей чагырскую свиту карбонатно-терригенных образований куимовской свиты. В известково-глинистых аргиллитах в разрезе района Малая Суетка установлены граптолиты нижнегомерской зоны *testis*. Среднепозднешейнвудский этап рифообразования в алтайском палеобассейне может быть соотнесен с пиком глобальной трансгрессии, по [Lehnert et al., 2010; Gradstein et al., 2020]. По [Lehnert et al., 2010], следы глобальной среднепозднешейнвудской трансгрессии фиксируются и в раннем гомере. Это предполагает, что по алтайским материалам требуются

ся дополнительные специальные исследования по биостратиграфическому датированию верхней границы чагырских массивных рифогенных известняков в различных структурно-фациальных зонах палеобассейна. Не исключено, что рассматриваемый рифогенный этап в алтайском палеобассейне закончился позднее — в гомерском веке. Рифы Чагырский утес, Маленькое небо, Россыпногорский-шейнвудский, Марагда по их строгой брахиформной конфигурации могут быть отнесены к симметричным рифам и близки к понятию в классификации современных рифов к термину «карбонатная банка» (или «атолл»), так как у сложенной этими рифами чагырской свиты неизвестно разрезов тыловых-зарифовых фаций.

Позднетелический рифогенный этап был самым масштабным (по мощности и латеральным размерам рифовых сооружений), и он наиболее широко латерально проявлен на Горном Алтае, где представлен только уровнями каркасными рифами и соседствующими с ними многокомпонентными тыловыми зарифовыми образованиями и реже фронтальными предрифовыми комплексами. Постройки среднепозднейшейнвудского рифогенного этапа имеют меньшие, чем постройки позднетелического этапа, масштабы (мощности и латеральные размеры сооружений) и проявлены на ограниченных площадях в виде каркасных и бескаркасных уровней рифов и атоллов.

СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ И РАННЕСИЛУРИЙСКИХ АЛТАЙСКИХ РИФОВЫХ СООРУЖЕНИЙ

При сравнении разновидностей алтайских позднеордовикско-раннесилурийских рифовых сооружений с элементами классификации современных рифовых систем [Hopley, 1982; Преображенский, 1986; Рифы..., 1987; Сорокин, 1990; Современные..., 1990; Hopley et al., 2007; Encyclopedia..., 2011; и др.] фиксируется следующее обстоятельство — среди многочисленных верхнеордовикско-нижнесилурийских геологических объектов юга Сибири пока не удается выделить карбонатные тела, которые можно было бы однозначно отнести: а) к окаймляющим (береговым) рифам; б) к платформенным рифам. В какой-то степени это может объясняться тем, что под рифом (экологически сбалансированной, высоко биологически продуктивной системой) геологами часто понимается хорошо выраженная в рельефе (пространственно организованная) и, соответственно, оконтуриваемая в плане (брахиформная) постройка с высокой скоростью компенсированного биогенного седиментогенеза — т. е. геолого-геоморфологическое понятие. Именно такие южно-сибирские нижнепалеозойские постройки, в первую очередь, выявлялись как при тематических, так и при геолого-съёмочных работах, детально изучались и обозначались как рифы с собственными наименованиями — Шпиль, Россыпногорский, Чичка, Маяк и др. [Сенников, Елкин, 2000; Государственная..., 2001; Сенников и др., 2011]. Диагностика выравненно-уплощенных (без локализации участков с аномально большими мощностями) рифовых тел, известных в современных морских бассейнах, на нижнепалеозойских геологических объектах юга Сибири до сих пор вызывает затруднения.

К поднятым рифам на алтайском материале можно отнести риф Россыпногорский-телический в Чарышско-Инской СФЗ, в кровле полатинской свиты которого отчетливо фиксируются промоины и карманы причудливой формы, свидетельствующие об его расположении выше уровня моря, с осушением значительной площади этого рифа. Вероятно, поднятие над уровнем моря было не кратковременным, так как верхние 50 м одной из частей рифа Россыпногорский-телический сложены известняками вторичного красноватого цвета, что может свидетельствовать об их изменениях в воздушной среде влажного тропического климата, связанного с процессами формирования коры выветривания. В качестве косвенного доказательства такого предположения можно указать на литологический и возрастной аналог телических рифов алтайского палеобассейна — на рифы этого возраста в соседнем салаирском силурийском бассейне. По мнению Г.А. Вавилихина и В.Г. Свиридова [1996], породы Петеневского мраморного месторождения Салаира, так называемые «бело-розовые известняки», рифогенной баскусанской свиты позднего телича подверглись в силуре процессу химического выветривания и корообразования, о чем свидетельствуют высокие содержания типичного продукта коры выветривания Fe_2O_3 (до 12 %), а также MgO (до 20 %) при содержании CaO (до 30—40 %). То есть Россыпногорский-телический алтайский риф и Петеневский-телический салаирский рифы могут быть примерами поднятых каркасных рифов.

Кроме того, для алтайского рифа Чичка телического возраста в Ануйско-Чуйской СФЗ в верхах полатинской свиты фиксируется 10—15-метровая пачка структурного палеозлювия, перекрываемая неизменными морскими терригенными и карбонатными породами чесноковской свиты. Это позволяет предполагать масштабный (десятки метров) и относительно продолжительный (часть граптолитовой зоны) подъем верхушки рифа Чичка над уровнем моря. Следует напомнить, что, по мнению ряда исследователей [Lehnert et al., 2010], именно в позднем теличе произошло резкое глобальное масштабное падение уровня Мирового океана на 50 м.

Пока не удалось получить веских аргументов для выделения в палеозойских разрезах на Горном Алтае погруженных рифов. Как правило, при достаточной обнаженности верхних поверхностей рифов фиксируются следы подводного размыва и воздействий волн регулярной природы. Не исключено, что

проведение специализированных наблюдений позволит выявить и доказать присутствие среди многочисленных рифов на Алтае и погруженных их построек. Выше уже было высказано теоретическое предположение, что раннехирнантские рифы могли быть погруженными, а не уровенными.

Также на Горном Алтае среди рассматриваемых органогенных построек не выделяются конусовидные пинакл-риффы с крутыми стенками, развивающиеся без зарифовых и лагунных фаций, а также характеризующиеся значительно большей высотой конусов, чем размер их оснований. Алтайские шейнвудские рифы Чагырский утес, Маленькое небо, Россыпногорский, Марагда, для которых неизменно зарифовые фации, имеют вытянутую эллипсовидную форму в плане и значительно меньшую высоту по сравнению с их шириной, т. е. линзовидную, а не столбообразно-конусовидную геоморфологию. Для таких алтайских рифов может быть применен соответствующий термин — «линзовидный риф» [Zhang et al., 2015].

На основе послышной корреляции разрезов и построения эмпирических (реальных) профилей, а также с использованием данных геологического картирования площадей рифогенной седиментации и прослеживания латерального их распространения зафиксирована разноранговость рифовых объектов с определенной масштабной иерархией. Для бескаркасных рифовых комплексов (отношение длины—диаметра к высоте—мощности равняется от 0.1/1.0 до 2/1): калиптра (диаметр 3—10 см, высота 1—5 см) (или коралловая колония) → мелкий биогерм (диаметр 1—3 м, высота 0.1—0.2 м) → биогерм (бактериальный, цианобактериальный или водорослевый) (мелкий 1—3 м, средний 3—10 м и крупный более 10—20 м в диаметре и высотой 1/3—1/5 от диаметра) → серия отдельных биогермов → бескаркасный риф (иловый холм) (0.5—1.0 км в диаметре и мощностью 50—100 м) → группа разобщенных рифов (до 10 км в диаметре) → рифовый массив, состоящий из непосредственно соседствующих друг с другом одновозрастных рифов и их предрифовых и зарифовых фаций (до 3—5 км в диаметре и мощностью до 500 м), → протяженная полоса рифовых сооружений, сформированная из одновозрастных рифовых массивов (длина до 5—50 км и ширина 1—3 км), → карбонатная платформа, состоящая из различных, в том числе близких по возрасту рифовых сооружений (длиной до 100—500 км и шириной до 5—10 км) (см. рис. 4, 5).

Для каркасных рифовых комплексов (отношение длины-диаметра к высоте-мощности равняется от 1/1 до 5/1) наблюдается следующая масштабная иерархия: колония кораллов → симбиотическое колониальное поселение (коралловая банка) различных групп кораллов → кораллово-ракушняковая банка → каркасный риф → группа разобщенных рифов (до 10 км в диаметре) → рифовый массив, состоя-

| | | | | | | | | | | |
|---|--|--|--|--|--|--|--|--|--|---|
| Строматолит 0.1—1 м x 5—20 см | Строматолитовая постройка 3 x 0.5 м | Строматолитовый комплекс 10 x 3—5 м | Бескаркасный риф (= иловый холм) | Группа разобщенных рифов До 10 км в диаметре | Рифовый массив До 3—5 км в диаметре и мощностью до 250 м | Протяженная полоса рифовых сооружений из одновозрастных (в диапазоне 0.5—3.0 млн лет) рифовых массивов (Рифовая гряда) | Карбонатная платформа из разно- возрастных (в диапазоне 3—30 млн лет) рифовых массивов, состоящих из бескаркасных и каркасных рифов, коралловых зарослей, а также прилегающих к ним комплексов пород соседствующих фаций | | | |
| Калиптра 3—10 x 5 см | Биостром 1—3 x 0.1—0.2 м | | | | | | | Сопряженный комплекс пород межрифовых фаций | Сопряженный комплекс пород предрифовых и зарифовых фаций | Длина до 5—50 км и ширина 1—3 км |
| Различные группы известковых и других сопутствующих им групп водорослей | Мелкий биогерм 1—3 x 0.3—1.0 м | Обособленная группировка водорослевых биогермов 50—500 x 25—50 м | | | | | | | | |
| Колония другой группы кораллов | Подводные коралловые луга (= сады) | Коралловые заросли (= морские леса) — масштабное по площади поселение | Уплотненное карбонатное тело (? платформенный риф) | Длина 10 км и ширина до 500 м | | | | | | |
| Колония одной группы кораллов | Диаметр до 10—20 м, мощность 1—2 м | Диаметр до 50—100 м, мощность 1—5 м | | | | | | | | |
| Колония другой группы кораллов | Симбиотическое колониальное поселение (коралловая банка) | Обособленная группировка (кораллово- ракушняковая банка) из различных групп кораллов и сопутствующих бентосных групп фауны - стабилизаторов, рифолобов и рифожителей | Каркасный риф | Группа разобщенных рифов | Рифовый массив | Протяженная полоса рифовых сооружений из одновозрастных (в диапазоне 0.5—3.0 млн лет) рифовых массивов (Рифовая гряда) | Длина до 100—500 км и ширина до 5—10 км | | | |
| Колония одной группы кораллов | Сопутствующие различных групп кораллов | Дополнительные элементы, в т.ч. лагуны, патч-риффы | Сопряженный комплекс пород межрифовых фаций | Сопряженный комплекс пород предрифовых и зарифовых фаций | Длина до 5—50 км и ширина 1—3 км | | | | | |
| Каркасостроители и поставщики карбонатных псефитов и псаммитов | Ассоциирующие бентосные группы фауны, дополнительные стабилизирующие элементы каркаса | | | | | | | | | |

Рис. 4. Терминология и иерархия алтайских позднеордовикско-раннесилурийских рифовых объектов.

При указании размеров калиптр, строматолитов, биостромов и биогермов первая цифра обозначает диаметр, вторая — высоту.

щий из разновозрастных рифов и их предрифовых и зарифовых фаций (до 3—5 км в диаметре и мощностью до 500 м), → протяженная полоса рифовых сооружений (рифовая гряда), сформированная из разновозрастных рифовых массивов (длина до 5—50 км и ширина 1—3 км), → карбонатная платформа, состоящая из разновозрастных рифовых сооружений (длиной до 100—500 км и шириной до 5—10 км) (см. рис. 4, 5).

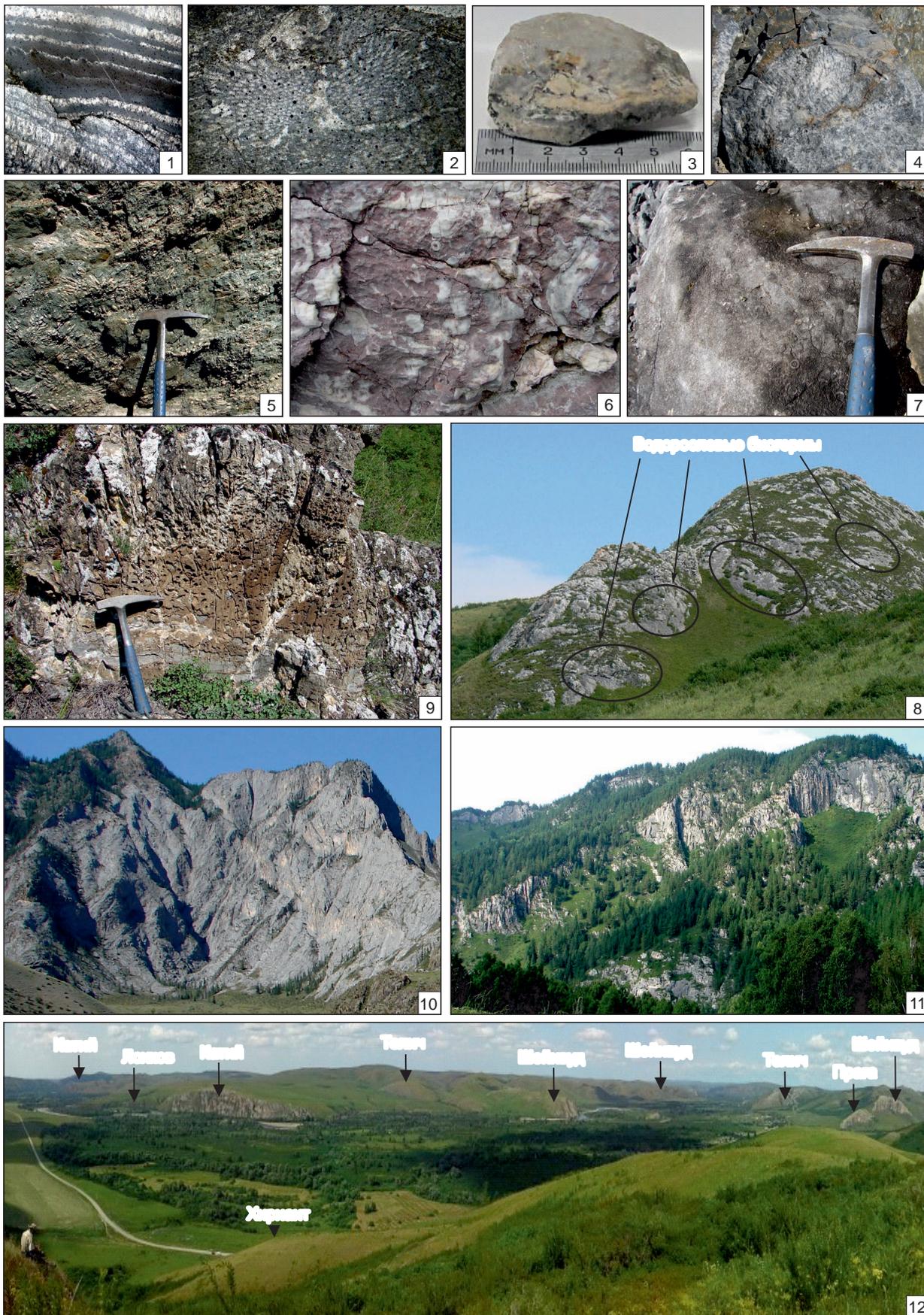
К третьей категории алтайских рифовых систем, встреченных пока только в раннесреднекатийском этапе, относятся карбонатные линейно-слоистые сооружения (отношение длины к высоте—мощности составляет от 10/1 до 1000/1 и более), и можно проследить следующую иерархию: колония одной группы кораллов → коралловые луга (= сады) (диаметр до 20 м, мощность до 2 м) → коралловые заросли (= морские леса) (диаметр до 100 м, мощность до 5 м) → уплощенное карбонатное тело (длина до 10 км, ширина до 500 м) (см. рис. 4, 5). Специфический обособленный элемент — подводные коралловые луга нередко являются элементами зарифовых фаций как у каркасных, так и у бескаркасных рифов палеозоя Алтая. Они могут располагаться за пределами очертаний полосы карбонатной платформы или быть одним из ее составляющих элементов.

В таблице, построенной на актуалистической базе (см. рис. 4), показана терминология отдельных элементов (объектов) нижнепалеозойских рифовых комплексов юга Сибири и на современном уровне исследований предложена их иерархия и размерно-геоморфологическая классификация, учитывающая групповой таксономический состав и взаимоотношения биотических компонентов, а также их функции в формировании рифовой системы. Объекты сгруппированы слева направо, от наименьших по размеру единиц к более крупным. В таблице (см. рис. 4) вследствие ее компактности не отражены конкретные элементы нижнепалеозойских южно-сибирских рифов, при описании которых успешно используется современная терминология отдельных фрагментов современных рифов — фронтальная и тыловая части рифа, рифовый склон, риф-флет, рабл-крест, рим-парт и т.д. Обособленные в таблице жирными линиями нижние, средние и верхние группы строк на реальных палеозойских сибирских рифовых телах имеют взаимные «пересечения». Например, водорослевые биогермы, указанные в группе строк, относящихся к элементам бескаркасных рифов, в ряде случаев могут участвовать в строении и каркасных рифов. Это же относится и к строматолитовым постройкам, встречающимся в лагунах на алтайских каркасных рифах.

МОДЕЛИ АЛТАЙСКИХ ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИХ РИФОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ ФРОНТАЛЬНЫХ-ПРЕДРИФОВЫХ И ТЫЛОВЫХ-ЗАРИФОВЫХ ФАЦИЙ

Построение фактических корреляционных профилей по группам изученных разрезов в различных структурно-фациальных зонах алтайских позднеордовикских и раннесилурийских бассейнов позволяет констатировать, что подавляющее большинство рассматриваемых в настоящей статье алтайских рифов относится к уровненным, удаленным от берега. По современной классификации, их следует относить к барьерным рифам с двумя резко асимметричными частями: фронтально-предрифовой (угол погружения склона в сторону открытого океана на глубины 200—250 м от 70—90° до 30—40°) и тыловой-зарифовой (угол погружения склона в сторону берега на глубины не более 100 м от 20—30 до 3—5°). В качестве примера можно привести сведения об узкой полосе фронтально-предрифовых фаций рифа Чуя теллического возраста с волноломом, рим-партом, карбонатной грубообломочной брекчией и т.д. Противоположным примером являются тыловые-зарифовые фации, распространенные широкими полосами за рифом Россыногорский-теллический — терригенно-карбонатные фации в разрезе Сыроватый, за теллическим рифом Чичка — терригенно-карбонатные фации в разрезах Турата и Маяк. Ширина поясов зарифовых фаций много шире (в десятки и сотни раз), чем пояса предрифовых фаций, что свидетельствует об отмеченном выше малом угле наклона дна бассейна от рифа в сторону континента.

Смену максимального набора фациальных зон поперек рифогенных сооружений можно проследить для позднего теллича. В Чарышско-Инской СФЗ Алтая наблюдаются последовательные фациальные замещения элементов от зарифового бассейна к внутреннему склону рифового сооружения и далее к его центральной, собственно рифогенной части [Сенников и др., 2011]. Ширина алтайских позднеордовикско-раннесилурийских (катий, хирнант, теллич, шейнвуд) рифогенных сооружений в их поперечных сечениях зависела от количества сопряженных в их структуре литофациальных зон. В целом меньшее количество фациальных зон наблюдается в минимальных по ширине частях карбонатных платформ (до 5 км). Рифогенные сооружения максимальной ширины (до 15—20 км) состоят из наибольшего количества фациальных зон (до 8 зон для позднетеллического, а минимальное — 3 зоны для шейнвудского). Присутствие крупных водорослевых биогермов в центральных частях алтайских рифогенных сооружений, достигающих от 3—5 до 20 м в диаметре, не приводило к увеличению ширины карбонатной платформы и осложнению ее структуры. Такие биогермы характерны как для «широко-», так и для «узкополосных» протяженных рифовых сооружений и сформированных из них карбонатных платформ.



СРАВНЕНИЕ СТРОЕНИЯ И МАСШТАБОВ АЛТАЙСКИХ, КАЗАХСТАНСКИХ, УРАЛЬСКИХ И ТАРИМСКИХ ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ И РАННЕСИЛУРИЙСКИХ РИФОВЫХ СИСТЕМ

В Казахстане проведено всестороннее изучение масштабного биогенного карбонатакопления на геологическом объекте, именуемом Андеркенская гряда [Никитин и др., 1974] — типовой местности развития андеркенской свиты [Стратиграфический..., 1975]. Андеркенская биогермная гряда известняков по возрасту сопоставляется со стратиграфическим интервалом, отвечающим граптолитовым зонам *clingani* и *linearis* [Никитин, 1973; Никитин и др., 1974], т. е. по современной ярусной терминологии — с концом сандбийского века и ранней половиной катийского века. Как отмечалось выше, имеются данные о проявлении в алтайском ордовикском бассейне рифовой седиментации в конце сандбиа. Однако этот эпизод биогенного карбонатообразования на Алтае выделять в самостоятельный рифогенный этап пока преждевременно.

Общая протяженность Андеркенской биогермной гряды около 25 км при видимой ширине до 200 м [Никитин и др., 1974]. Мощности биогермных массивов достигали 75 м [Никитин, 1973]. Масштабы Андеркенского позднеордовикского органогенного сооружения на порядок меньше, чем крупнейших рассматриваемых алтайских позднеордовикских рифогенных сооружений. Общая протяженность полосы алтайских органогенных построек (карбонатная платформа) может достигать 200—250 км, ширина до 25 км, а мощности рифов до 200 м и более. Длина алтайских протяженных рифовых сооружений (рифовых гряд) может достигать 50 км при ширине до 3 км.

При изучении Андеркенской органогенной постройки в ней были выделены следующие формы [Никитин и др., 1974]: калиптры, биостромы, биогермы, биогермные пласты, биогермные массивы, биогермная гряда. Для сравнения, в алтайских разновозрастных органогенных постройках, как предложено выше, рассматривается следующий ряд элементов: калиптры, биостромы, биогермы, группировки биогермов, рифы, группы рифов, рифовые массивы, полосы рифовых массивов (гряды), карбонатные платформы.

Казахстанское Андеркенское биогенное сооружение, по палеогеографическим реконструкциям [Никитин, 1973; Никитин и др., 1974, 1990], на значительной части соседствовало с сушей, т. е. представляло собой линейную постройку, располагавшуюся на расстоянии 45 км от суши и на удалении 5—10 км от предполагаемых там островов. Алтайские позднеордовикские рифогенные сооружения были преимущественно далеко удаленными от областей сноса терригенного материала — не менее, чем на 70 км и более. Исключение составляют рифовые постройки в районе пос. Булухта в северной части Ануйско-Чуйской СФЗ, где массивная органогенная постройка конца катия подстилается и перекрывается псефитопсаммитовыми образованиями, свидетельствующими о близости области разрушения и сноса материала.

В верхнем ордовике Казахстана кроме рассмотренной выше, вытянутой по латерали Андеркенской биогермной гряды, в Степнякском бассейне была выявлена Майлисорская кольцевая (диаметр до 18 км) рифовая постройка [Львова и др., 1964; Никитин, 1973], состоящая из отдельных сближенных карбонатных островов (ширина от 200 до 1000 м) со шлейфом обломочных карбонатов. На Алтае не выявлено кольцевых верхнеордовикских рифовых сооружений. Майлисорские карбонатные острова состояли из водорослевых и сгустковых известняков и известнякового песка [Никитин, 1973]. Майлисорская группа биогенных сооружений по строению отдельных островов и масштабам всего сооружения сравнима с алтайскими верхнеордовикскими группировками бескаркасных рифов, которые тем не менее на юге Сибири вытягиваются в линейные полосы.

Для верхнего ордовика Северного Урала сравнимым объектом рифовых сооружений могут служить рифы Большая Косью (Илыч), Кожим (Бадья), Лек-Елец [Антошкина, 2003; Шмелева, 2020].

Рис. 5. Примеры органогенных построек в алтайских позднеордовикско-раннесилурийских морских бассейнах.

Фиг. 1 — строматолитоподобные структуры в катийских органогенных известняках (шлиф); фиг. 2 — красные водоросли *Hedstroemia* sp. в катийских рифогенных постройках (шлиф); фиг. 3 — катийская калиптра (элементарная микробальная постройка); фиг. 4 — крупная колония теличских табулят; фиг. 5 — фрагмент теличского Техтенского кораллового луга (общий диаметр более 50 м, мощность около 1 м); фиг. 6 — теличская кораллово-криноидная банка; 7 — шейнвудская кораллово-криноидно-брахиоподовая банка; 8 — теличский риф Чагырка (диаметр более 150 м, мощность около 100 м), сформированный группировкой крупных водорослевых биогермов (диаметр от 5—10 м до 10—20 м); фиг. 9 — теличские глинистые, комковато-слоистые известняки зарифовых фаций; фиг. 10 — крутой склон фронтальной части асимметричного Теличского каркасного рифа Чуя (диаметр более 1 км, мощность более 250 м); фиг. 11 — фрагмент теличско-шейнвудской рифовой гряды на р. Ануй (длина около 10 км, ширина более 1 км); 12 — фрагмент карбонатной платформы у сел Усть-Чагырка и Усть-Пустынка (длина около 10 км, ширина более 3 км), состоящий из разновозрастных рифовых массивов катийского, хирнантского, теличского, шейнвудского, лоховковского и пражского возрастов. Фиг. 1—5, 10, 11 — материалы из А-Ч СФЗ; фиг. 6—9, 12 — материалы из Ч-И СФЗ.

Ильчское среднекатийское рифовое сооружение суммарной мощностью 110 м относится к каркасным рифам, образовавшимся на окраине карбонатной платформы, чем сходно с алтайскими одновозрастными рифами. Имеющиеся в его кровле линзы конгломератобрекчий [Антошкина, 2003] позволяют квалифицировать его как поднятый риф. Другое рифовое сооружение — Кожимское (риф Бадья) суммарной мощностью 260 м имеет асимметричное строение (крутая фронтальная зона, рифовое плато, тыловая зона), вытянутую линейную форму, размывы в кровле [Антошкина, 2003] и также относится к поднятым каркасным рифам. На Горном Алтае поднятые рифы отмечаются только для теличского (силурийского) стратиграфического интервала. Алтайские верхнеордовикские органогенные сооружения по сравнению с уральскими рифовыми постройками имеют сходную мощность (до 200 м), но значительно большую протяженность — 50 км при ширине до 3 км.

Теличские органогенные постройки на Северном Урале [Антошкина, 2003] относятся к окраинно-шельфовым рифам в виде пэтч-рифов на краю мелководной лагуны. На Горном Алтае в ордовике и силуре таких построек пока не выявлено.

В северо-западной части Китая, в Таримском бассейне в катийских отложениях известны два стратиграфических уровня с рифовыми сооружениями линзовидной геоморфологии [Zhang et al., 2015]. Их палеогеографическое положение реконструируется как среднеудаленное от берега (15—17 км). В их строении принимают участие пэтч-риффы, сопутствующие пэтч-риффы, биостромы, банки обломочных известняков, склоновые фации [Zhang et al., 2015]. В целом таримские катийские рифовые постройки имеют значительно меньшие мощности по сравнению с алтайскими, а также меньшие масштабы латерального распространения. Кроме того, в сравнительном плане, алтайские органогенные сооружения были рифами барьерного типа, удаленными от берега на несколько десятков километров.

СКОРОСТИ И ЛАТЕРАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ РИФОГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПОЗДНЕМ ОРДОВИКЕ И РАННЕЙ ПОЛОВИНЕ СИЛУРА В АЛТАЙСКОМ БАСЕЙНЕ

Мощность раннесреднекатийских рифовых сооружений на Алтае достигает 200 м, а позднекатийских — 160 м. С учетом продолжительности катийского века в 8 млн лет, максимальная скорость рифогенной седиментации могла составлять 5—7 см/1000 лет. Мощность рифовых сооружений в раннем хирнанте на Горном Алтае от 50 до 250 м. С учетом продолжительности раннего хирнанта менее 1 млн лет, максимальная скорость рифогенной седиментации могла составлять 25 см/1000 лет. Мощность рифовых сооружений в позднем теличе на Алтае достигает от 150—200 до 400 м. С учетом продолжительности заключительной части телича около 1 млн лет, максимальная скорость рифогенной седиментации могла составлять 40 см/1000 лет. Мощность рифогенной седиментации в шейнвудском веке на Алтае составляет от 100 до 250 м. С учетом продолжительности среднего и позднего шейнвуда около 2 млн лет, максимальная скорость рифогенной седиментации могла составлять 12.5 см/1000 лет (табл. 1).

Продолжительность формирования крупных рифовых систем в алтайском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне колеблется в интервале от 0.5 до 4.0 млн лет — ранний—средний катий, поздний катий, ранний хирнант, поздний телич, средний—поздний шейнвуд. При этом самой кратковремен-

Таблица 1. Продолжительность позднеордовикско-раннесилурийских этапов рифообразования в алтайском морском бассейне

| Историко-геологические этапы | | Продолжительность, млн лет | Мощность рифовых тел, м | Скорость седиментации, см/1000 лет | Площадное распространение |
|------------------------------|--|----------------------------|-------------------------|------------------------------------|---------------------------|
| Раннесилурийские | Среднепозднешейнвудский этап рифообразования | 2 | Большая (100—250) | Большая (12.5) | Среднее |
| | Этап отсутствия рифообразования | 2 | — | — | — |
| | Позднетеличский этап рифообразования | 0.5—1.0 | Значительная (150—400) | Крайне высокая (40) | Максимально широкое |
| | Этап отсутствия рифообразования | 9 | — | — | — |
| Позднеордовикские | Раннехирнантский этап рифообразования | не более 0.5 | Большая (50—250) | Высокая (25) | Ограниченное |
| | Этап отсутствия рифообразования | 2 | — | — | — |
| | Позднекатийский этап рифообразования | 0.5 | Средняя (до 160) | Средняя (5—7) | Широкое |
| | Этап отсутствия рифообразования | 2.5 | — | — | — |
| | Раннесреднекатийский этап рифообразования | 2—4 | Средняя (до 200) | Средняя (5—7) | Среднее |

ной (по продолжительности своего существования) была раннехирнантская карбонатная платформа (не более 0.5 млн лет). Позднетелическое протяженное рифовое сооружение с длительностью своего развития в 0.5—1.0 млн лет проявлено на максимальной площади распространения рифов в алтайском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне. Самым длительным по продолжительности формирования из рассматриваемых протяженных рифовых сооружений был раннесреднекатийский — около 4 млн лет (возможно, это были два сближенных рифогенных этапа). Раннесреднекатийское рифовое сооружение по масштабам площадей распространения в палеобассейне значительно уступало кратковременному позднетелическому рифовому сооружению. Масштаб площадей рифовых сооружений в ордовикско-силурийском Алтайском бассейне зависел не от продолжительности формирования таких сооружений, а от скорости роста рифов как по высоте (мощности), так и по латерали (площади), а также от наличия предшествующего подводного рельефа, присутствия и темпов терригенного привноса (см. табл. 1).

Между отмеченными рифогенными этапами в алтайском раннепалеозойском бассейне происходили процессы интенсивного привноса терригенного материала. При отрицательном («угнетающем») воздействии терригенной компоненты на какие-либо другие (биогенные и хемогенные) типы седиментации процесс рифообразования прекращался. Такие «безрифовые» интервалы в алтайском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне составляли от 2 до 10 млн лет (см. табл. 1).

ПАЛЕОБИОТЫ АЛТАЙСКИХ ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ И РАНАСИЛУРИЙСКИХ РИФОВЫХ СООРУЖЕНИЙ

Структуры палеобиот по разным группам фауны в отдельных элементах (микролитофациях) рифовых систем «значимо» различались для одного временного интервала. Для «одноименных» элементов рифовых систем (микролитофаций) различных временных интервалов (катий, хирнант, телич, шейнвуд) структура палеобиот была существенно «аналогична», т. е. весьма сходен набор групп фауны, их количество, доминанты, плотность палеопопуляций, численное таксономическое разнообразие и т. д.

Алтайские ордовикско-силурийские рифы имели следующую структуру палеобиот (табл. 2): 1) «рифостроители» — водоросли («биогермообразователи» и основные «производители» карбонатных псаммитов и пелитов), табуляты («первичные каркасообразователи» и «поставщики» псефитов и псаммитов), в меньшей степени ругозы («вторичные каркасообразователи»), редко криноидеи, строматопоридеи, сфинктозойные губки, проблематичные гидроиды; 2) «рифолюбы» — брахиоподы, мшанки, остракоды; 3) «рифожители» — трилобиты, пелециподы, гастроподы. Цианобактерии, относящиеся к активным рифостроителям за счет их функции организмов-цементаторов, с образованием строматолитовых построек известны на Алтае как в позднеордовикских, так и в раннесилурийских рифовых системах.

Органогенные структуры среди раннесреднекатийских рифовых построек, найденных на левобережье р. Азраткан (Еланда) (Ануйско-Чуйская СФЗ), сложены обывествленными бактериями и цианобактериями, образующими органогенные, изолированные друг от друга микропостройки в виде корочек (толщина до 0.25—0.50 см), имеющих форму неправильных полусфер, 3—5, редко до 7 см в диаметре и высотой 1—3 см. Это так называемые калиптры [Задорожная и др., 1973; Лучинина, 1973; Задорожная, 1974; Никитин и др., 1974] — микрокупола, состоящие из последовательно наслоенных бактериально-цианобактериальных матов, часто образующих две (и более) вложенные друг в друга усеченные сферы. Цианобактериальные сообщества вместе с кораллами создавали значительные по площади подводные луга. В алтайских разрезах фиксируется, что в местах массового развития микробиальных построек плотность поселения кораллов была значительно ниже, чем в местах с редкими калиптрами.

Таблица 2. Структура и фаунистические группы алтайских позднеордовикско-раннесилурийских рифовых объектов

| Биота | Поставщики карбонатного материала | Биогермообразователи | Каркасостроители | | Рифолюбы | Рифожители | Экзотические «гости» |
|--------------|-----------------------------------|----------------------|--|--|------------|--------------------------|----------------------|
| | | | Первостепенные, постоянные, каркасостроители | Дополнительные каркасостроители | | | |
| Группы фауны | Водоросли | Водоросли | Табуляты | Ругозы | Брахиоподы | Трилобиты | Граптолиты |
| | Табуляты | Цианобактерии | Гелиолитиды | Криноидеи | Мшанки | Пелециподы | Конодонты |
| | Гелиолитиды | | | Строматопораты Кремнёвые губки Карбонатные губки | Остракоды | Гастроподы Наутиллиды | |

В ордовикском разрезе Чакры (Азраткан) также зафиксированы строматолитоподобные образования, состоящие из чередования бактериально-цианобактериальных слоев со слоями карбонатных частиц осадочных пород. Подобные структуры указывают на место их формирования в приливно-отливной зоне. В рассматриваемом разрезе среди биоты, образующей органогенные постройки, большой интерес представляет находка [Sennikov et al., 2019] известковой водоросли *Hedstroemia* sp., предположительно, отнесенная к красным водорослям. Благодаря вертикальному росту таллома, представители этого рода относятся к каркасо-строителям, значительно ускоряющим рост рифовых построек. Ее значение можно сравнить с ролью современных известковых водорослей рода *Lithotamnium* Heydrich, являющихся неперменным участником в образовании современных рифов. В силурийских телических рифах Чарышско-Инской СФЗ Алтая в шлифах вместе с кораллами неоднократно устанавливались синезеленые водоросли (цианобактерии) *Renalcis* Vologdin.

Максимум таксономического разнообразия всех групп фауны в структуре палеобиоты позднего ордовика и раннего силура на Алтае наблюдается в самих рифовых постройках и особенно в тыловых зарифовых фациях склонов рифов и их подножий. Средние показатели таксономического разнообразия фиксируются в слабоудаленных от алтайских рифов тыловых-зарифовых фациях. Максимальная насыщенность остатками (плотность палеопопуляций и захоронений) для рассматриваемых алтайских палеобассейнов характерна для начала тылового склона рифов и для среднеудаленных от рифа тыловых-зарифовых фаций. Средняя насыщенность остатками наблюдается на тыловом склоне алтайских рифов и у их подножий. В целом в алтайских рифовых и непосредственно соседствующих с ними тыловых-зарифовых фациях наиболее многочисленны табуляты, гелиолитиды, ругозы, криноидеи. Часто в таких фациях на Алтае встречаются мшанки, строматопороидеи, реже брахиоподы и остракоды.

В отношении таксономического разнообразия одних из основных рифостроителей — кораллов (табуляты, гелиолитиды, ругозы) в алтайских рифовых сооружениях позднего ордовика и раннего силура следует отметить следующий феномен. Наибольшее таксономическое разнообразие кораллов (табуляты, гелиолитиды, ругозы) в рифовых фациях алтайских бассейнов отмечается для коралловых лугов раннесреднекарийского стратиграфического уровня — несколько десятков видов кораллов в составе более двух десятков родов. И такое разнообразие не является суммарно-сборным, так как встречено не в целом по всему Алтайскому региону, а в двух карбонатных пачках одного разреза (Чакры—Азраткан—Еланда) [Биостратиграфия..., 1960; Sennikov et al., 2019].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ И РАНЕСИЛУРИЙСКИХ АЛТАЙСКИХ БАССЕЙНОВ С МАСШТАБНОЙ РИФОГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

По данным [Torsvik, Cocks, 2017], Алтае-Саянская складчатая область (в состав которой входит Горный Алтай) в позднем ордовике была в экваториальной области Южного полушария, а в середине силура Алтае-Саянская область, включая Горный Алтай, располагалась на северной окраине перевернутого (по отношению к современному положению) Сибирского кратона на 20—30° Северного полушария. Близкие по палеоширотам реконструкции ордовикско-силурийского перевернутого положения Сибирского кратона и соседствующих с ним Алтае-Саянских складчатых регионов имеются в работах [Rasmussen, Harper, 2011; Golonka, Gaweda, 2012; Boucot et al., 2013].

Масштабное появление карбонатов (как тепловодных, так и холодноводных) в позднем ордовике фиксируется в различных палеобассейнах мира. Вероятнее всего, этот феномен связан с глобальным изменением климата на Земле. На основе геохимических изотопных исследований реконструируется [Trotter et al., 2008], что в среднем и позднем ордовике на Земле установился благоприятный климат, сравнимый с современными экваториальными температурами.

Карбонатные рифовые системы в алтайских позднеордовикско-раннесилурийских бассейнах имеют протяженность более 300 км и сравнимы по масштабу с современным Большим Барьерным рифом Австралии — крупнейшей системой «каркасных рифов». Эти глобальные современные биогенные сооружения (Австралия, Южная Америка) формируются исключительно в тропической климатической зоне в широтах от 5—10° до 20—25° Северного и Южного полушарий. Таким образом, алтайские рассматриваемые палеобассейны с масштабной рифогенной седиментацией, скорее всего, должны были располагаться в тропических палеоширотах. Имеющиеся, хотя и немногочисленные, данные по определению палеоширот в осадочных образованиях раннего палеозоя складчатых сооружений юга Сибири [Сенников и др., 2000, 2006] подтверждают это предположение. Они показывают, что алтайские седиментационные палеобассейны находились в позднем ордовике и силуре в экваториальных и тропических палеоширотах Северного полушария.

Рифовые системы в алтайских позднеордовикских и раннесилурийских бассейнах формировались на внешнем шельфе, а их внешние склоны были близки к континентальному склону. Этот факт установ-

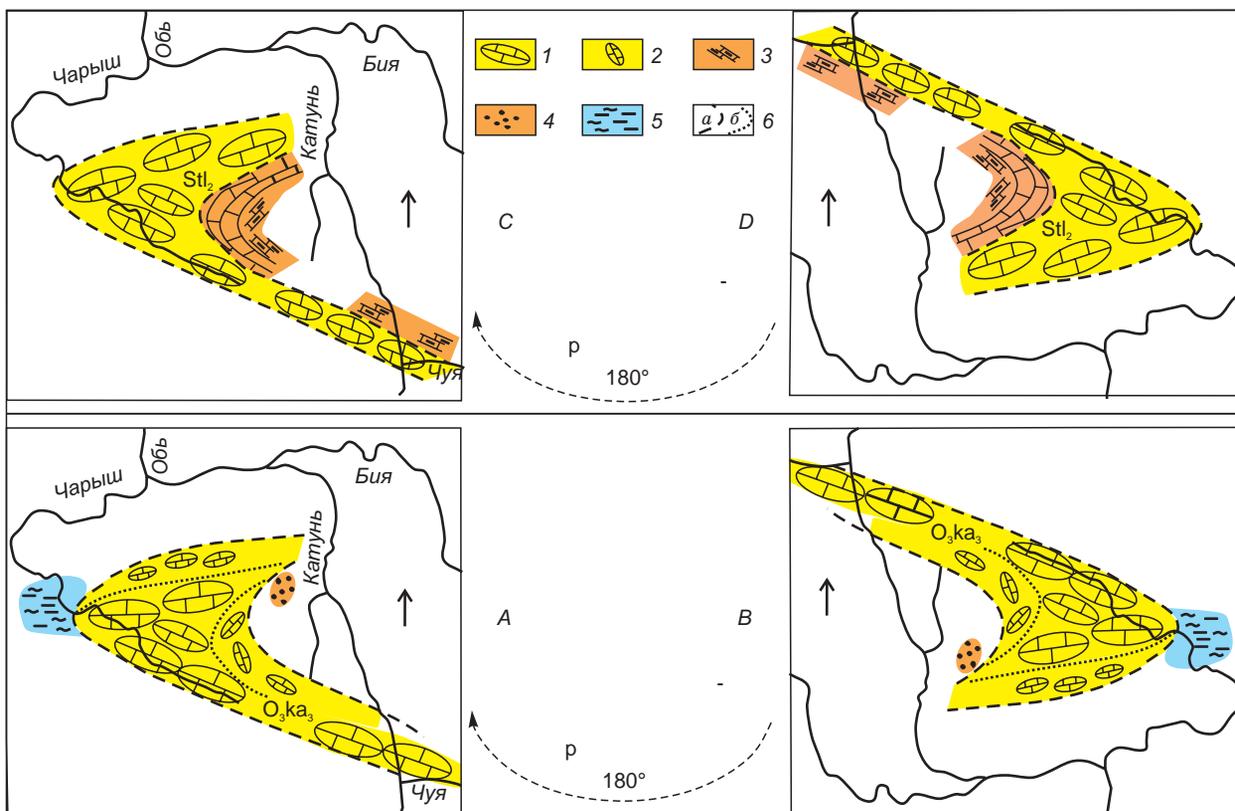


Рис. 6. Палеогеографические схемы латерального распространения рифогенных отложений и тыловых зарифовых фаций на внешней окраине катийского и теличского алтайских морских бассейнов.

A — географическое положение рифогенных сооружений катийского возраста в настоящее время, *B* — ориентированное по сторонам света предполагаемое положение алтайского катийского бассейна, *C* — географическое положение рифогенных сооружений теличского возраста в настоящее время, *D* — ориентированное по сторонам света предполагаемое положение алтайского теличского бассейна.

1 — рифовые массивы и их группы; *2* — отдельные мелкие рифовые сооружения; *3* — зарифовые фации слоистых глинистых известняков и известковых алевролитов и алевролитов; *4* — псефитопсаммитовые терригенные породы; *5* — подводно-оползневые, турбидитные биогенно-карбонатные и кремнистые образования; *6* — границы фациальных зон (*a* — рифогенного образования, *b* — рифовых и зарифовых фаций).

лен в разрезах, где рифовые сооружения располагаются в непосредственной близости от разрезов с глубоководной кремнисто-терригенной седиментацией [Sennikov et al., 2008, 2019; Сенников и др., 2011]. В терригенных породах таких разрезов найдены граптолиты, а в кремнях конодонты и радиолярии. Подобные глубоководные разрезы на Алтае опоясывают с внешней (открытой к акваториям Палеоазиатского океана) стороны поля рифовых комплексов, ограничивая распространение шельфовых отложений (рис. 6, фиг. *A*). Именно поэтому рассматриваемые алтайские каркасные рифовые сооружения можно и нужно классифицировать по современной терминологии [Hopley, 1982, 2011; Hopley et al., 2007; Encyclopaedia..., 2011; и др.] как барьерные.

Ширина полосы интенсивного, повторяющегося в каждом этапе процесса масштабного рифообразования (полоса карбонатной платформы), в алтайских ордовикско-силурийских бассейнах достигала от 5—10 до 20—25 км (чем больше обособленных элементов — рифов и литофаций в поперечном профиле, тем большая ее ширина).

Максимальные по размеру рифовые постройки (до 2—3 км в диаметре) концентрируются ближе к внешнему борту карбонатной платформы. В строении таких больших рифоидов участвуют крупные водорослевые биогермы диаметром до 15—25 м.

В настоящее время масштабные рифовые сооружения типа Большого Барьерного рифа формируются вблизи восточных побережий континентов Австралии и Южной Америки, т. е. на них оказывают постоянное воздействие, принося теплые, обогащенные кислородом и питательными веществами воды океанические течения,двигающиеся с востока на запад.

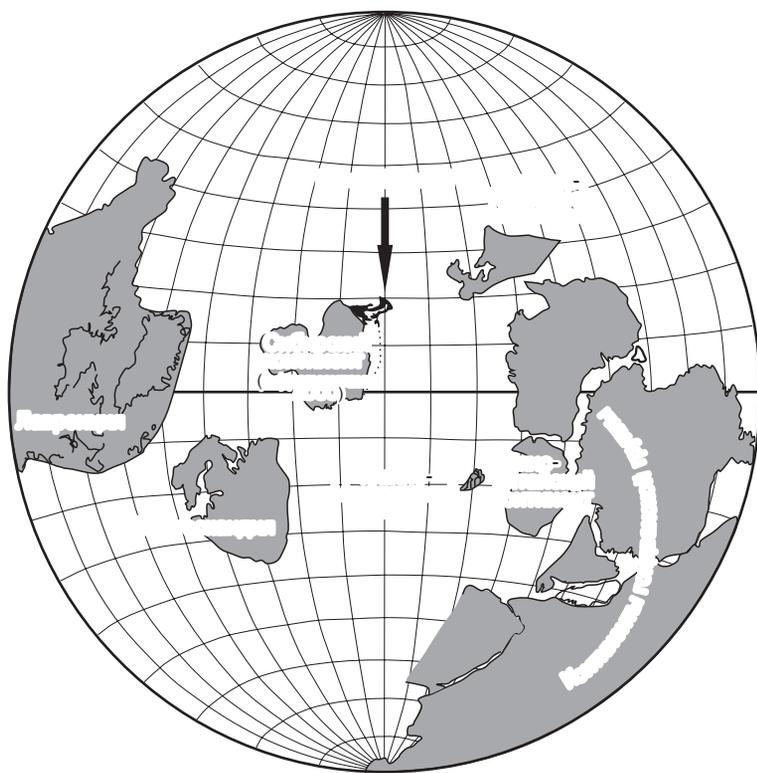


Рис. 7. Предполагаемое положение Алтайского блока в позднем ордовике и раннем силуре, по [Сенников и др., 2006] с уточнениями.

Согласно многочисленным реконструкциям [Rasmussen, Harper, 2011; Golonka, Gaweda, 2012; Boucot et al., 2013; Torsvik, Cocks, 2017], складчатые сооружения юга Сибири, к которым относятся Горный Алтай, обрамляющие Сибирскую платформу и в раннем палеозое были повернуты на 180° по отношению к современному положению (рис. 7). На рисунке 6 (фиг. А и С) для примера показано современное положение позднекарийских и позднетеллических рифовых комплексов Алтая с рифами, с фронтальными-предрифовыми и тыловыми-зарифовыми фациями. При современных положениях ориентации по сторонам света в позднеордовикское (позднекарийское) и раннесилурий-

ское (теллическое) времена должно было отсутствовать какое-либо воздействие на алтайское море теплых приповерхностных приэкваториальных и тропических океанических течений (с направлением с востока на запад за счет вращения Земли), являющихся совершенно необходимым условием для развития масштабных рифовых систем на восточных побережьях континентов. На западные побережья континентов в настоящее время преимущественное воздействие оказывают холодные водные массы за счет апвеллинга, и в таких районах даже в экваториальных и тропических широтах не образуются масштабные рифовые сооружения.

При изменении положения Алтайского блока на 180° (см. рис. 6, фиг. В и D) достигается географическая обусловленность возникновения и развития алтайских палеозойских рифовых систем. При такой ориентации Алтайского блока по сторонам света могли сформироваться условия, нужные для формирования масштабной системы барьерных рифов. То есть алтайские позднеордовикские и раннесилурийские моря «реконструируются» в потенциально «благоприятных местах», располагаясь на восточных побережьях континентального блока, и открыты в сторону необходимого воздействия теплых, обогащенных питательными веществами, тропических океанических течений, стимулирующих развитие рифостроящих организмов и контролирующего месторасположения мировых масштабных рифовых систем (см. рис. 7).

В настоящей статье только частично затронут вопрос о литологических особенностях отдельных элементов алтайских ордовикско-силурийских рифовых сооружений, который требует специального изучения значительного числа шлифов из различных частей рифовых систем. Такая работа, планируемая авторами настоящей статьи, может детализировать предложенную классификацию органогенных построек и соседствующих с ними образований, но по существу выходит за рамки ее тематики.

В заключение можно констатировать — алтайские позднеордовикские и раннесилурийские карбонатные органогенные постройки, наряду с одновозрастными сооружениями Казахстана, Северного Урала и Тарима, являются классическими объектами для изучения закономерностей этапов зарождения и стадий становления сложных мировых рифовых экосистем в фанерозойской истории биосферы Земли.

Авторы благодарят И.В. Коровникова, Н.В. Новожилову и Т.В. Хлебникову за помощь при полевых исследованиях.

Работа выполнена в рамках госзадания РАН (проект FW-2022-0003).

ЛИТЕРАТУРА

Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2003, 304 с.

- Барцева М.Н., Перфильев Ю.С.** Материалы к стратиграфии ордовика и силура Северо-Западного Алтая. Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая // Тр. ВАГТ, 1957, вып. 3, с. 5—12.
- Биостратиграфия** палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. 1. Нижний палеозой. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 1960, 498 с.
- Бубличенко Н.Л.** Основные тектонические линии Рудного Алтая // Большой Алтай. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 59—111.
- Вараксина И.В., Сенников Н.В.** Литология и обстановки формирования карбонатных пород ордовика Горного Алтая и Салаира (Сибирь, Россия). International Symposium "Palaeogeography and Global Correlation of Ordovician Events". (IGCP 503 Project). Contributions. Novosibirsk. Publishing House of SB RAS, "Geo" Branch. 2006. P. 67—71.
- Вавилихин Г.А., Свиридов В.Г.** Месторождения цветных мраморов Северо-Западного Салаира. Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1996, с. 35.
- Гинцингер А.Б.** К стратиграфии ордовика Ануйско-Чуйского и Чарышско-Инского синклиналиев Горного Алтая // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 1962, с. 134—150.
- Гинцингер А.Б., Сенников В.М.** Ордовик Алтае-Саянской области // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 74—86.
- Государственная** геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. М-45-VII (Усть-Кан). СПб, Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001. Объяснительная записка, 171 с.
- Дубатов В.Н., Краснов В.И.** Палеогеография Западно-Сибирского моря в девонский период // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (4), с. 27—36.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В.** Палеогеографические и палеоклиматические обстановки в позднем лландовери на территории Алтае-Саянской области и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1150—1153.
- Елкин Е.А., Желтоногова В.А., Сенников Н.В., Базарова Л.С.** Древнейшие дехенеллиды (трилобиты) и стратиграфия силура Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1974, 96 с.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К.** Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, т. 35, (7—8), с. 118—143.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Язиков А.Ю.** Периодичность осадконакопления в силуре и соотношения глобальных геологических событий в среднем палеозое на юго-западной окраине Сибирского континента // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (3), с. 596—607.
- Задорожная Н.М.** Раннекембрийские органогенные постройки восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). Новосибирск, Наука, 1974, с. 159—186.
- Задорожная Н.М., Осадчая Д.В., Журавлева И.Т., Лучинина В.А.** Раннекембрийские органогенные постройки на территории Тувы (Саяно-Алтайская складчатая область) // Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой). Новосибирск, Наука, 1973, с. 53—65.
- Запивалов Н.П., Пехтерева И.А., Сердюк З.Я., Шматалюк Г.Ф.** Выделение и картирование палеозойских рифовых массивов в Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1980, № 11, с. 5—12.
- Иванов В.М., Сердюк З.Я., Пехтерева И.А.** Магматогенные и рифовые выступы промежуточно-го комплекса юга Западной Сибири и формирование унаследованных структур в мезозойских отложениях // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1988, с. 49—60.
- Исаев Г.Д., Степанов С.А., Перегудов Л.Г., Краснов В.И., Асташкина В.Ф., Сердюк З.Я.** Биофациальная модель Малоичского рифового комплекса // Биофациальный анализ при палеогеографических реконструкциях. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 1989, с. 108—120.
- Краснов В.И., Степанов С.А., Биджаков В.И., Карапузов Н.И., Тищенко В.М.** Органогенные постройки среднего палеозоя Западной Сибири. Экостратиграфия осадочных бассейнов Сибири // Тр. СНИИГГиМС, вып. 279. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 1980, с. 38—52.
- Краснов В.И., Степанов С.А., Ратанов Л.С.** Рифовые системы палеозоя Сибири // Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, Валгус, 1986, с. 237—244.
- Кузнецов В.Г.** Бескаркасные рифы и их эволюция в истории Земли // ДАН, 1997, т. 357, № 3, с. 376—379.
- Кузнецов В.Г.** Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М., Геос, 2003, 260 с.
- Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.** Геологические и биологические причины прекращения рифообразования, палеозой // Литология и полезные ископаемые, 2019, № 2, с. 119—129.

Львова Т.Н., Дементьев П.К., Иванов Д.Н., Кисляков Я.Н. Строение рифогенных отложений в нижнем палеозое Северного Казахстана // *Материалы по региональной тектонике СССР*. М., Недра, 1964, с. 44—54.

Лучинина В.А. Экология водорослей и микроструктура водорослевых биостромов нижнего кембрия среднего течения р. Лена // *Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой)*. Новосибирск, Наука, 1973, с. 69—71.

Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Часть II. Палеогеография. Палеотектоника. Алма-Ата, Наука Казахской ССР, 1973, 99 с.

Никитин И.Ф., Гниловская М.Б., Журавлева И.Т., Лучинина В.А., Мягкова Е.И. Андеркенская биогермная гряда и история ее образования // *Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы)*. Новосибирск, Наука, 1974, с. 122—159.

Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С. Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // *Советская геология*, 1990, № 10, с. 38—48.

Преображенский Б.В. Современные рифы. М., Наука, 1986, 244 с.

Рифы и рифообразующие кораллы. М., Наука, 1987, 295 с.

Сенников В.М., Сенников Н.В. Стратиграфия ордовика Ануйско-Чуйского синклиналия (Горный Алтай) // *Геология и геофизика*, 1982 (6), с. 17—25.

Сенников Н.В. Позднеордовикский и раннесилурийский этапы развития рифовых построек в Алтае-Салаирском бассейне // *Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы*. М., Изд-во ПИН РАН, 2011, с. 38—70.

Сенников Н.В., Елкин Е.А. Рифовые комплексы палеозоя Западной Сибири — потенциальные коллекторы углеводородов // *Синьцзянская нефтяная геология*, 2000, т. 21, № 2, с. 158—166.

Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.Э., Савицкий В.Р. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний—средний ордовик, Тува) // *Новости палеонтологии и стратиграфии*. Вып. 8. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2006, т. 47, с. 27—41.

Сенников Н.В., Казанский А.Ю., Ермиков В.Д., Ивата К., Михальцов Н.Э., Обут О.Т., Изох Н.Г., Хлебникова Т.В. Сравнительный анализ седиментационных, палеозоогеографических и палеомагнитных данных по ордовика и силуру Алтая и Тувы // 300 лет горно-геологической службе России: история горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул, Изд-во Алтайского ун-та, 2000, с. 195—200.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценки глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (10), с. 1488—1516.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Толмачева Т.Ю., Лыкова Е.В., Хабибулина Р.А. Верхний ордовик северо-востока Горного Алтая: строение, возраст и условия формирования // *Геология и геофизика*, 2018а, т. 59 (1), с. 89—107.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Киприянова Т.П., Лыкова Е.В., Толмачева Т.Ю., Хабибулина Р.А. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (новая версия) // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 2018б, № 7с, с. 15—53.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Хабибулина Р.А., Родина О.А., Лыкова Е.В., Киприянова Т.П. Региональная стратиграфическая схема силурийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (новая версия) // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 2019, № 8с, с. 69—105.

Современные и ископаемые рифы: термины и определения. М., Недра, 1990, 183 с.

Сорокин Ю.И. Экосистемы коралловых рифов. М., Наука, 1990, 503 с.

Степанов С.А., Сердюк З.Я., Краснов В.И., Иванов В.М. Рифовые фации палеозоя на Верх-Тарской площади (юго-восток Западно-Сибирской равнины) // *Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири*. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 1990, с. 46—56.

Стратиграфический словарь СССР / Ред. Б.Л. Лихарев. М., Госгеолтехиздат, 1956, 1283 с.

Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон / Под ред. И.Е. Заниной, Б.К. Лихарева. Л., Недра, 1975, 622 с.

Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР / Ред. А.И. Жамойда. Л., Недра, 1991, 555 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2016, 496 с.

Тихонов В.И. К стратиграфии «ануйско-чуйской» и «зелено-фиолетовой» формаций Причарышского Алтая // Труды ВАГТ, 1956, вып. 2, с. 34—45.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.

Фортулатова Н.К. Стандартные седиментационно-емкостные модели и их использование при моделировании структуры карбонатных тел различных иерархических уровней // Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов. М., НИИ-Природа, 2000, с. 142—161.

Шмелева Л.А. Верхнеордовикский риф Большая Косью, р. Илыч, Северный Урал (структура, палеобиоценозы, микрофации, модель формирования) // Литосфера, 2020, т. 20, № 4, с. 557—572.

Boucot A.J., Chen X., Scotese Ch.R., Morley R.J. Phanerozoic paleoclimate: an atlas of lithologic indicators of climate. SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol., 2013, v. 11, Tulsa, OK, 478 p.

Encyclopedia of modern coral reefs: structure, form and process. Encyclopedia of Earth Sciences series / Ed. D. Hopley. Springer, Dordrecht, 2011, 1236 p., doi: 10.1007/978-90-481-2639-2.

Golonka J., Gawęda A. Plate tectonic evolution of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic // Tectonics. Recent Advances / Ed. E.V. Sharkov, 2012, p. 261—282, <http://dx.doi.org/10.5772/50009>.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A geologic time scale. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2004, 589 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Ogg G.M. The geologic time scale 2020, v. 2. Elsevier, 2020, 1357 p.

Hopley D. The geomorphology of the Great Barrier Reef: Quaternary development of coral reefs. New York, Wiley, 1982, 453 p.

Hopley D., Smithers S., Parnell K. The geomorphology of the Great Barrier Reef. Development, diversity and change. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2007.

Lehnert O., Männik P., Joachimski M.M., Calner M., Frýda J. Paleoclimate perturbations before the Sheinwoodian glaciation: A trigger for extinctions during the 'Ireviken Event' // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2010, v. 296, p. 320—331.

Loydell D.K. Early Silurian sea-level changes // Geol. Mag., 1998, v. 135, p. 447—471.

Munnecke A., Calner M., Harper D.T., Servais T. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2010, v. 296, p. 389—413.

Rasmussen Ch.M.Ø., Harper D.A.T. Did the amalgamation of continents drive the end Ordovician mass extinctions? // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2011, v. 311, p. 48—62.

Rasmussen Ch.M.Ø., Kröger B., Nielsen M.L., Colmenar J. Cascading trend of Early Paleozoic marine radiations paused by Late Ordovician extinctions // PNAS, 2019, v. 116, p. 7207—7213.

Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T.P. Ordovician-Silurian biostratigraphy and paleogeography of the Gorny Altai. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2008, 154 p.

Sennikov N.V., Obut O.T., Lykova E.V., Timokhin A.V., Gonta T.V., Khabibulina R.A., Shcherbanenko T.A., Kipriyanova T.P. Ordovician sedimentary basins and paleobiotas of the Gorny Altai. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2019, 183 p.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Earth history and palaeogeography. Oslo, Cambridge Univ. Press, 2017, 317 p.

Trotter J., Williams I.S., Barnes C.R., Lécuyer C., Nicoll R.S. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry // Science, 2008, v. 321 (5888), p. 550—554, doi: 10.1126/science.1155814.

Zhang Y.Y., Wang J., Munnecke A., Li Y. Ramp morphology controlling the facies differentiation of a Late Ordovician reef complex at Bachu, Tarim Block, NW China // Lethaia, 2015, v. 48, p. 509—521.