

Б.И. Чувашов, В.П. Матвеев

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ПОЗДНЕГО КАРБОНА – АССЕЛЯ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ СЕВЕРНОГО ОСТРОВА НОВОЙ ЗЕМЛИ

Стратиграфическая и фациальная позиция органогенных построек

В Баренцевской структурно-фациальной зоне на западном побережье Северного острова Новой Земли (рис. 1) установлен мощный разрез карбонатных отложений, охватывающий верхний девон – верхний карбон и основание ассельского яруса [Матвеев, 1997]. В очень кратком описании здесь наблюдается такая последовательность стратонов.

Близнецовская свита начинает разрез каменноугольной системы. Ранее в состав этой свиты включалась также пачка комковатых строматопорово-сирингопоровых известняков литвинского горизонта, которая в настоящее время венчает собой фаменский ярус. Близнецовская свита складывается мощными пачками слоистых и толстослоистых известняков, которым подчинены относительно маломощные (13–22 м) пач-

ки светло-серых и розовато-серых силицитов. Свита хорошо охарактеризована фораминиферами, кораллами, брахиоподами; ее основание относится к малевскому горизонту турнейского яруса, а кровля совпадает с верхней границей радаевского горизонта нижнего визе. Мощность свиты – 300–400 м.

Моисеевская свита согласно перекрывает близнецовскую и складывается светло-серыми разномасштабными органогенно-обломочными известняками с прослоями биокластических грейнстоунов и рудстоунов; более редки в составе свиты прослои аргиллитов и кремней. В восточных разрезах зоны присутствуют пачки карбонатных конгло-брекчий и ангидритов. Органические остатки многочисленны и разнообразны, будучи представлены фораминиферами, кораллами, брахиоподами, гониатитами и конодонтами. Возраст свиты – от радаевско-бобринского времени визе до конца серпухова.

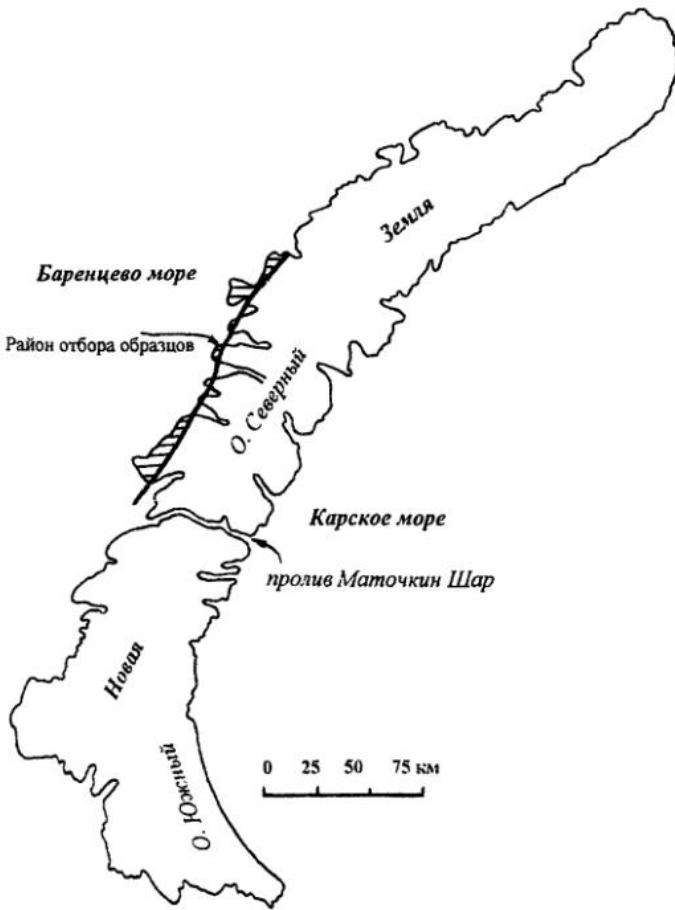


Рис. 1. Географическое положение биогермов на Новой Земле.

У западного побережья Северного острова жирной линией показана восточная граница и наземное распространение Баренцевской структурно-фациальной зоны (заштриховано).

Возможно некоторое возрастное скольжение нижней и верхней границ. Мощность свиты – 200–500 м.

Лавровская свита сложена органогенно-обломочными известняками с прослоями коралловых и брахиоподовых известняков. В средней и верхней частях свиты найдены небольшие (3–5 м мощностью) описанные ниже биогермы. Органические остатки представлены фораминиферами, кораллами, брахиоподами, мшанками, криноидеями, конодонтами. Свита охватывает средний и верхний отделы карбона и основание ассельского яруса по региональной шкале пермской системы Урала – зону *Daixina bosbytauensis* – *Daixina robusta* [Унифиц. и коррел..., 1993]. Мощность лавровской свиты – 200–270 м.

Следовательно, по западному побережью Северного острова Новой Земли прослеживается долгоживущая карбонатная платформа, представляющая собой всю каменноугольную систему и основание ассельского яруса нижней перми. Суммарная мощность карбонатов составляет 800–1400 м. Без сомнения, эта мощная карбонатная толща при более детальном

изучении будет расчленена на несколько самостоятельных карбонатных платформ по скрытым несогласиям или по наличию пород другого типа (например силицитов). Другими словами, сплошная КП может быть преобразуется в серию расщепленных карбонатных платформ по нашей классификации [Чувашов, 2000]. Важно обратить внимание на тот факт, что в разрезе карбона Баренцевской зоны отсутствует угленосная толща раннего визе, столь широко развитая на севере Русской платформы и присутствующая на о. Медвежем. Каменноугольные и ассельские карбонаты можно выделить как Баренцевскую серию карбонатных платформ (БКП), в которую, возможно, следует включать также и колбасниковскую свиту верхнего девона.

БКП перекрывается породами глазовской свиты, которая сопоставляется с нижним отделом пермской системы, то есть охватывает интервал от подошвы ассельского яруса до основания уфимского яруса. Н.Н. Соболев [Sobolev & Nakrem, 1996] подразделяет глазовскую свиту в Баренцевской зоне на две неравные части. В нижней части выделяется пачка мергелей с прослоями и обломками известняков, которая точно сопоставлена с границами ассельского яруса. Остальная часть свиты представлена аргиллитами с прослоями алевролитов и известковистых алевролитов с брахиоподами и редкими аммоноидеями. Мощность глазовской свиты в Баренцевской зоне – 180 м, к востоку увеличивается до 400 м.

Переход от карбонатов лавровской свиты к глазовским мергелям происходит быстро, но без стратиграфического перерыва. В.П. Матвеев [1997] отметил, что фузулиниды, довольно обычные и разнообразные в касимовских известняках, становятся очень редкими в гжельских и буквально «теряются» среди разнообразных

мелких фораминифер родов *Ammodiscus*, *Globivalvulina*, *Tetrataxis*, *Protonodosaria*. Недавно аналогичная картина была отмечена нами [Чувашов и др., 2000] для сходной ситуации перехода КП в предфлишевую формацию для одного из разрезов Южного Урала. Для этого случая однообразие и бедность фузулинид хорошо согласуется с предположением, что такая особенность биоценоза связана со значительными (для фузулинид) глубинами. Такое объяснение пригодно и для новоземельской последовательности карбонатов.

Баренцевская зона, по представлениям, является восточным краем раннеассельской КП и, одновременно, тектонической платформы. Эта зона является также верхней кромкой западного борта Предгорного краевого прогиба на Новоземельском архипелаге.

Описание органогенных построек

Изученные образцы карбонатов из биогермов были собраны В.П. Матвеевым во время его работ на территории Новой Земли и переданы Б.И. Чувашову для изучения. Среди переданных образцов установлены три типа органогенных построек: 1) образованные мшанками; 2) сложенные массовыми слоевищами филлоидных водорослей; 3) образованные пластинами палеоаплизин с участием редких колоний мшанок и филлоидных водорослей (рис. 2). Все образцы происходят из района Сопки Прокофьева и приурочены к верхней части лавровской свиты. При описании сохранена первичная нумерация образцов В.П. Матвеева.

Мшанковые биогермы (образцы № ВГ -88 -60а и 60б) представляют собой баффлстоуны, где роль сети выполняли колонии фенестеллоидных мшанок. Различаются два типа структур:

1) В первом случае колонии мшанок находились в прижизненном положении и образуют как бы многослойный «забор» (рис. 2.1). Важным элементом в структуре ОП этого типа являются также бактериальные бесструктурные, черные в проходящем свете, пленки, которые иногда обрастают мшанковые колонии (рис. 2.3). Другой тип бактериальных (?) образований представляет скопление, также черных в проходящем свете, тонких ветвящихся нитей без канала (рис. 2.2). Пространство между колониями мшанок и пятнами бактериальных образований заполнено желтоватым крупнокри-

сталлическим кальцитом. Можно представить себе, что живые колонии мшанок тщательно очищали воду от примесей и взвеси и между их поселениями осаждался только очень тонкий хорошо отмученный ил, который и перешел при перекристаллизации в спарит.

2) Второй тип карбоната представлен массовыми крупными обломками колоний мшанок, часть которых также покрыта черными бактериальными пленками. Образование таких известняков связано с разрушением поселений мшанок и незначительным перемещением обломков в пределах площади развития биогерма.

Мшанковые и мшанково-брахиоподовые биогермы среднего – верхнего карбона описаны на западном склоне Южного Урала [Теодорович, 1949] на Шпицбергене [Neil et al., 1996], установлены Б.И. Чувашовым [Чувашов и др., 1999] на западном склоне Приполярного Урала. Нейл с коллегами [1996] считают, что такие ОП образовались в сравнительно глубоководных обстановках.

Биогермы, образованные филлоидными водорослями (обр. 408-3; рис. 2. 4) представляют собой породу, в значительной мере насыщенную слоевищами листоватых водорослей, структура которых обычно полностью маскируется вторичной перекристаллизацией. Наряду с цельными слоевищами, имеются участки, представленные скоплением детрита водорослей. Водоросли в прижизненном положении образуют породу типа *байндстоун*. В отдельных участках биогерма породу следует называть биокластическим грейнстоуном или рудстоуном, что уже зависит от размера фрагментов. Редкие колонии мшанок участвуют в создании ОП этого типа. Матрикс представлен радиально-лучистым спаритом, обычно характерной желтоватой или коричневатой окраски. Довольно широко в этих ОП распространены темные бактериальные пленки, как нарастающие на водорослевые слоевища, так и заполняющие пространства между ними.

Биогермы, образованные филлоидными водорослями, давно известны на территории Мидконтинента США. В последнее время появились материалы о развитии подобных образований на Шпицбергене [Neil et al., 1996] и предполагаемых ОП в акватории Баренцева моря [Gerard & Buhrig, 1990]. Показано [Чувашов и др., 1999] их широкое развитие на территории Западного склона Приполярного и Полярного Урала.

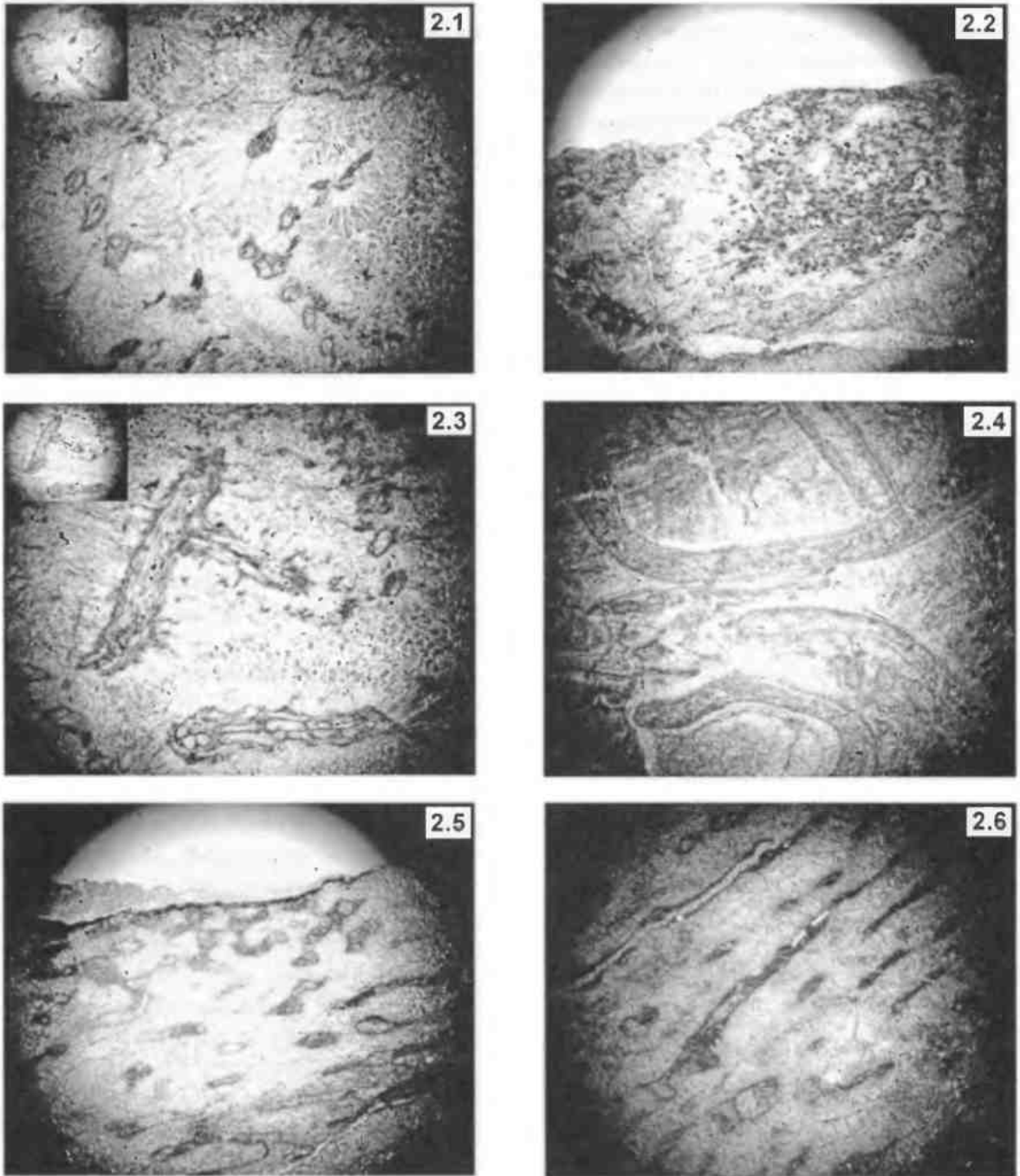


Рис. 2. Характерные структуры позднекаменноугольных – раннеассельских биогермов Северного острова Новой Земли. Увеличение всех фотографий – 15 раз.

2.1. Мшанковый биогерм, образованный колониями (цепочками) мшанок. Пространство между ними заполнено радиально-лучистым спаритом. Сечение шлифа прошло параллельно верхней поверхности биогерма. Колонии мшанок находятся в прижизненном вертикальном положении.

2.2. Участок мшанкового биогерма с развитием сложной системы ветвящихся и переплетающихся бактериальных нитей.

2.3. Сечение шлифа через мшанковый биогерм вертикально к его поверхности. Мшанки разрезаны вдоль колоний.

2.4. Биогерм, сложенный массовыми слоевищами филлоидных водорослей с участием колоний мшанок. Пространство между слоевищами заполнено спаритом.

2.5. Косо разрезанный ценостеум *Paleoaplysina sp.*. Некоторые каналы, где располагались организмы, заполнены бактериальными пленками.

2.6. Разрезанный параллельно поверхности ценостеум *Paleoaplysina sp.* Темное вещество, заполняющее каналы и образующее пленки на их поверхностях – бактериальные образования.

Биогермы, образованные палеоаплизинами описываются для территории Новоземельского архипелага впервые. В 80 гг. прошлого века В.А. Чермных сообщил Б.И. Чувашову, что он обнаружил в касимовском ярусе верхнего карбона Южного острова постройки, сложенные пластинами этих организмов, но представленные материалы показали, что это были, скорее всего, филлоидные водоросли. Следовательно, данная публикация является первым документальным доказательством о распространении палеоаплизин на Новой Земле и, в частности, на Северном острове архипелага.

Пластины палеоаплизин, как и филлоидные водоросли, образуют байндстоун (обр. 412а -5; рис. 2.5, 2.6), в котором пространство между пластинами было заполнено, главным образом, пелитоморфным тонко отмученным карбонатным илом, который в настоящее время превратился в радиально-лучистый спарит. Наряду с палеоаплизинами, значительно уступая им в количестве, в биогермах этого типа встречаются также колонии мшанок и пластины филлоидных водорослей.

Выводы

1. На Новой Земле, как и на всем протяжении вдоль Урала, карбонатная платформа ограничена на своей восточной границе поясом дискретных ОП, которые маркируют также западный борт предгорного прогиба. Описанные постройки фиксируют собой гжельско-раннеасельский край КП. Мы отметили ранее, что сакмарские ОП были расположены на о-ве Колгуев [Преображенская и др. 1993]. Следовательно, к сакмарскому веку западная граница прогиба сместилась от западного побережья Новой Земли до о-ва Колгуев.

2. Палеоаплизинны известны в Северной Америке (Бассейн Свездрупа Канады, штаты Айдахо и Невада) еще в московский век, но, похоже, «добрались» до Новой Земли и Урала только к гжельскому веку. Вопросы направления и темпа миграции этих организмов требуют дальнейшего изучения.

3. Нейл и др. [1996] отметили, что все указанные типы построек, изученные ими на архипелаге Шпицберген, являются перспективными резервуарами, поскольку обладают высокой пористостью и хорошей проницаемостью. С этих позиций Баренцовская зона, а другими словами

– мощная каменноугольно-раннепермская КП (рис. 1) в прибрежной ее части, а также и в акватории Баренцова моря представляет практический интерес для поисков месторождений углеводородов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 00-05-65092а).

Список литературы

Матвеев В.П. Местные стратиграфические подразделения каменноугольных отложений Северного острова Новой Земли // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. С-Пб: ВНИИ Океангеология, 1997. С. 25–34.

Преображенская Э. Н., Устрицкий В.И., Чувашов Б.И. Позднепалеозойские органогенные постройки острова Колгуев // Доклады РАН, 1993. Т. 329. № 1. С. 71–74.

Теодорович Г.И. Карбонатные фации верхнего карбона – нижней перми Урало-Волжской области. М.: Изд. МОИП, 1949. 304 с.

Чувашов Б.И. Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса (позднедевонские и раннекаменноугольные КП) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерализации. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН. 2000. С. 68–87.

Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Черных В.В. Верхний палеозой бассейна р. Щугор (правобережье Средней Печоры; западный склон Приполярного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 2, Екатеринбург: УРО РАН, 1999. С. 38–84.

Чувашов Б.И., Черных В.В., Иванова Р.М. Карбонатная и предфлишевая формации в разрезе «Красноусольский» – новые данные по литологии и био-стратиграфии // Ежегодник-2000 ИГГ. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2000. С. 18–24.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы палеозоя Урала. Каменноугольная система. Пермская система. Екатеринбург: ОАО Уральская геолого-съемочная экспедиция. 1993.

Gerard J., Buhrig C. Seismic facies of the Permian section of the Barents Shelf: analysis and interpretation // Marine and Petroleum Geology, 1990. V. 7. P. 234–252.

Neil A.H., Pickard J., Boisseau T., Dickson T., Nilsen K.T. Late carboniferous carbonate buildups of Spitsbergen: sequence stratigraphy and diagenesis // AAPG Hedberg Conference «Carbonate Reservoirs of the World: Problems, Solutions and Strategies for the Future. Pau, Elf - Aquitaine Technology Center, 1996. P. 22–26.

Sobolev N. N. & Nakrem H.A. Middle Carboniferous – Lower Permian conodonts of Novaya Zemlya. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1996. 130 с.