

УДК 552.54

НАПРАВЛЕННОСТЬ И ЭТАПНОСТЬ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

© 2023 г. В. Г. Кузнецов^{1,2,*}

Представлено академиком РАН А.Н. Дмитриевским 26.01.2023 г.

Поступило 26.01.2023 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принято к публикации 21.02.2023 г.

В геологической истории Земли произошло значительное изменение состава и областей формирования карбонатных отложений, что отражает общую эволюцию способов образования карбонатных пород, палеогеографических и геохимических обстановок за это время, и отражает ряд этапов подобной эволюции. На границе архей–протерозой произошла смена кислых обстановок в водоемах на умеренно кислые, что зафиксировано появлением карбонатов железа. Второй рубеж — граница сидерия–рясия, когда интенсивное усвоение CO_2 привело к становлению щелочных условий в водоемах и накоплению карбонатов магнезиального состава. Само карбонатонакопление происходило в водоемах континентального блока. Третий рубеж — граница венда–кембрия, когда появилась скелетная фауна и образование карбонатных осадков стало в значительной мере биогенным. Наряду с бассейнами континентального блока появились океанические области формирования карбонатных осадков, где существенным поставщиками материала стали скелеты нектонных организмов. Четвертый рубеж — граница палеозоя и мезозоя — начало накопления собственно океанических глубоководных карбонатных осадков. Пятый рубеж связан с меловым периодом, когда резко усилилось океаническое карбонатонакопление за счет планктонных организмов.

Ключевые слова: карбонатные породы, области карбонатонакопления, геохимические обстановки, биогенные и микробиальные процессы

DOI: 10.31857/S2686739723600236, **EDN:** UKMUXV

Карбонатные породы — третья после глини и обломочных пород — группа пород, составляющих осадочную оболочку Земли. Они были, видимо, первой группой, для которой была установлена смена их минерального и, соответственно, химического состава в геологической истории планеты. Уже в начале двадцатого столетия, в 1902 г. Р. Дэли показал, что в разрезе фанерозоя США происходила смена магнезиальных карбонатных пород, — а именно, доломитов, известняками. После обстоятельных работ А.Б. Ронова [6] это положение было не просто подтверждено, но в значительной мере охарактеризовано количественно.

На качественном или, может быть, полуколичественном уровне выяснилось, что в архее преобладали все же кальциевые карбонаты, которые в настоящее время полностью метаморфизованы

и представлены в виде кальцифиров, мраморов и других подобных образований. На границе архей и протерозоя или, по современной шкале, в начале протерозоя — сидерии — отмечено относительное и, в то же время, существенное формирование сидеритов в составе железистых кварцитов (рис. 1).

Поскольку карбонатные руды с экономической точки зрения менее привлекательны, чем оксидные — магнетит-гематитовые, основное внимание уделялось именно последним, но само наличие карбонатных разностей не отрицалось. Существует даже представление, что первично все руды были карбонатными, а их современный магнетит-гематитовый состав — результат метаморфизма [1]. Так это или не так, в данном случае не существенно — важно именно наличие карбонатов железа.

Сразу же после сидеритообразования появились карбонаты магнезиального состава. Примерами последних являются магнезиты горанской свиты Юго-Западного Памира с абсолютным возрастом более 2 млрд лет и магнезиты Восточных Саян примерно того же возраста; нижнепро-

¹Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

²Институт проблем нефти и газа Российской академии наук, Москва, Россия

*e-mail: vgkuz@yandex.ru

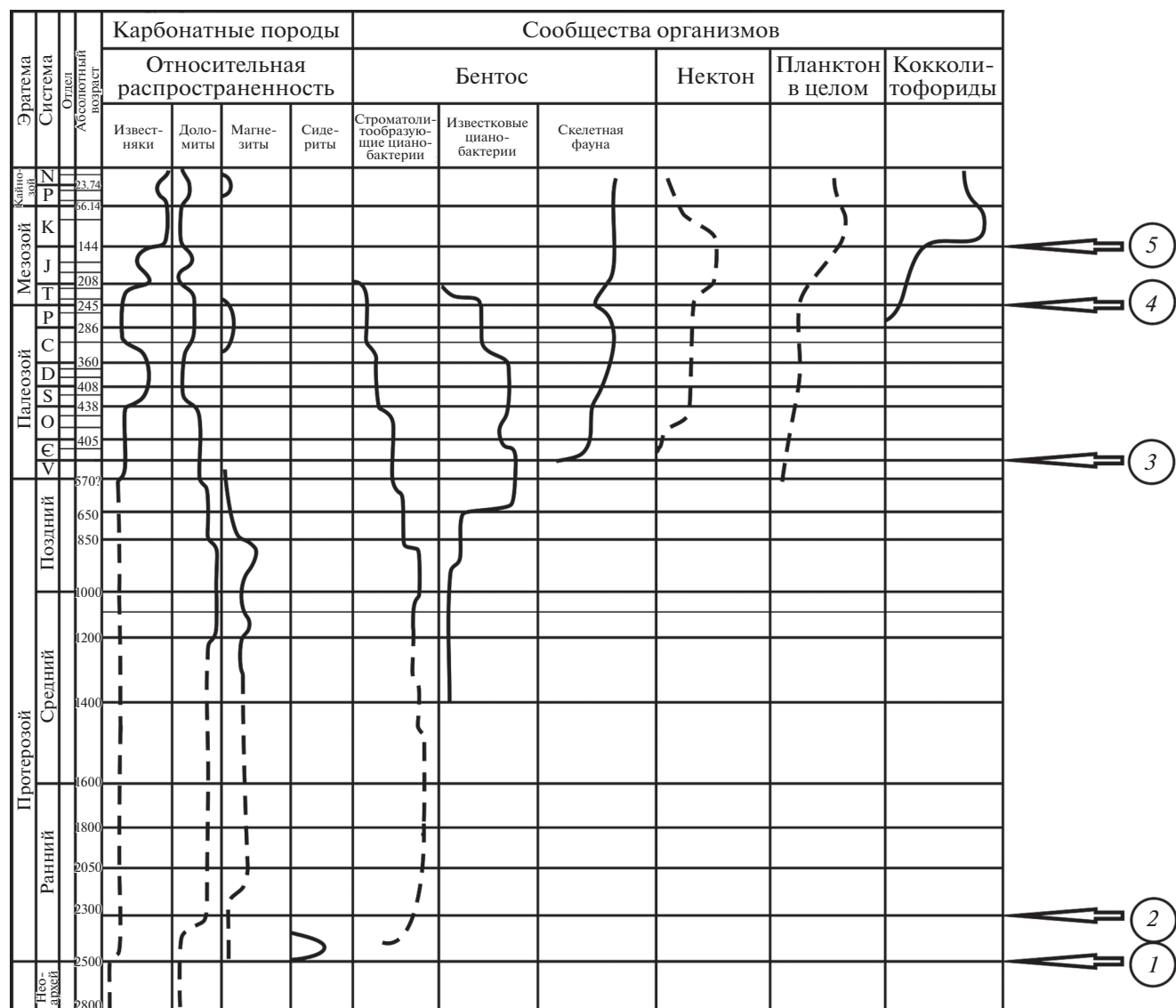


Рис. 1. Схема соотношения состава карбонатных пород и развития некоторых автотрофов в геологической истории Земли. 1-й рубеж – Смена кислых сред водоемов слабокислыми, формирование карбонатов железа. Бассейны континентального сектора. 2-й рубеж – Становление и расцвет строматолитообразующих цианобактерий, утилизирующих CO_2 , и, как следствие, смена слабо кислых сред водоемов щелочными, формирование карбонатов магнезического состава. Бассейны континентального сектора. 3-й рубеж – Распад и сокращение строматолитообразующих сообществ, и, как следствие, резкое снижение щелочности и масштабов образования карбонатных пород магнезического состава. Появление скелетной фауны и начало формирования органогенных известняков. Образование относительно глубоководных отложений в краевых частях палеоокеанов, где карбонатный материал генерировался в основном в виде скелетов нектонных организмов. 4-й рубеж – Начало формирования собственно глубоководных океанических осадков, с поставкой материала в основном в виде скелетов планктонных организмов. Дальнейшее вытеснение микробных сообществ в обстановки аномальной гидрохимии и соответственно сокращение доломитобразования. 5-й рубеж – Основное карбонатонакопление сместилось в океанические пространства с поставкой материала в виде скелетов планктонных организмов; резкое сокращение мелководно-шельфового карбонатонакопления бентогенного типа.

терозойские магнезиты известны в Карелии, на Северо-Востоке Китая и других районах.

Достаточно резкие изменения в составе карбонатных пород произошли на границе протерозоя–фанерозоя. Прежде всего резко сократилось образование магнезических разностей, причем, подобное замещение доломитов известняками продолжалось, с некоторыми отклонениями и

возвращением образования доломитов, в течение всего фанерозоя [3], что, как отмечено выше, было установлено еще в начале двадцатого столетия.

Параллельно с изменением состава пород изменялись и области их формирования.

В конце архея, на уровне 2.6 млрд лет, появились первые “гигантские” карбонатные платформы, т.е. достаточно мощные, а главное, значи-

тельные по площади подобного состава [5]. Близкая ситуация сохранялась, видимо, в течение всего протерозоя.

Карбонатонакопление в протерозое осуществлялось, как и в архее, в пределах древних платформенных бассейнов, при этом часть этих толщ в последующие эпохи были существенно переработаны и раздроблены. Что касается состава карбонатных пород, то, как отмечено выше, это были существенно магнезиальные разности — доломиты, магнезиты, причем, количество их было на том же, а может быть, и большем уровне, чем кальциевых разностей — известняков.

Кардинальные изменения произошли на границе венд—кембрий.

Прежде всего появилась скелетная фауна, т.е. сформировался новый чисто биогенный способ выделения в твердую фазу карбонатного вещества в виде скелетных организмов. Во-вторых, появились достаточно убедительные сведения о формировании карбонатных толщ вне платформенных водоемов, а в бассейнах уже, видимо, океанического типа, примером чему могут служить карбонатные, в том числе, рифовые сооружения Алтае-Саянской области. Строго говоря, это объекты, которые интерпретируются как океаны, видимо, представляют собой лишь краевые части древних, ныне исчезнувших океанов — Прото—Панталассы, Палеотетиса, Палеоазиатского и, как часть его, Палеоуральского океанов отечественных авторов [2]. Сами же океаны — это, скорее *terra incognita* точнее, *marine incognita* доюрских бассейнов.

При этом отмечается и достаточно отчетливая эволюция карбонатонакопления как в различных областях океанов, т.е. в палеогеографическом плане, так и по характеру карбонатосядающей биоты — организмов с карбонатной функцией по В.И. Вернадскому.

Во-первых, возник и активно развивался как количественно, так и качественно, механизм чисто биогенного, в виде скелетных остатков организмов, формирования карбонатных осадков. Во-вторых, продолжал существовать микробный способ осаждения, который последовательно, хотя и в определенной степени циклически, сокращался, локализовался в обстановках в той или иной мере аномальных по химизму вод, отличающихся от среднеокеанических, что, в частности, нашло свое отражение в количественном сокращении доломитообразования.

В палеозое основное карбонатонакопление осуществлялось в пределах обширных, в целом, мелководных “шельфовых” морей, покрывавших древние платформы. Так, силурийские моря с карбонатонакоплением покрывали практически весь Североамериканский континент от арктических островов Канады до Мексики, девон-

ские и каменноугольные — Восточно-Европейскую платформу и т.д.

Появились и относительно, подчеркнем, именно относительно последующих уже мезозойских и, тем более, кайнозойских бассейнов, глубоководные океанические области карбонатонакопления, поставщиками карбонатного материала в которые были в значительной степени нектонные организмы. Таковы, например, ортоцеровые известняки верхнего силура Карнийских Альп, лудловские цефалоподовые известняки и петельчатые известняки ордовика Урала, флазерные известняки девона—нижнего карбона Испании, Франции, Центральной Европы, Урала, Казахстана и других районов. Очень важными, а возможно, и основными, поставщиками карбонатного материала эти области были активно плавающие головоногие — гониатиты в палеозое и аммониты в мезозое. Со второй половины мезозоя, а реально, с мелового периода, и в кайнозое резко возросло значение планктонных организмов — птеропод, фораминифер, кокколитофорид и др., и океаническое карбонатонакопление стало преимущественно планктоногенным.

Третьей областью формирования карбонатных отложений были обширные отмели среди океанских просторов, где отлагались мелководные бентоногенные по механизму образования карбонатные отложения. Таковы, например, верхнесилурийско—нижнекаменноугольные отложения Нюрольской и Ханты-Мансийской структурно-фациальных зон Западной Сибири, девонские Алтая и Салаира, палеозоя Устюрта, фамен-турнейские — Казахстанской отмели — микроконтинента в пределах Прото- и Палеотетиса. Наконец, четвертой областью карбонатонакопления были рифы в пределах внутриконтинентальных впадин, по обрамлению наплатформенных мелководных “шельфовых” морей в зоне их перехода в глубоководные собственно океанические пространства, а также отдельные постройки и их группы непосредственно в океанах.

Весьма существенные изменения произошли в мезозое и кайнозое. Резко, если не сказать очень резко, сократилось карбонатонакопление в морях, покрывавших древние и молодые — герцинские платформы. Абсолютно преобладающим способом поставки карбонатного материала стали скелетные остатки бентосных организмов. Исключением был меловый период, когда кокколитофориды были распространены как в океанических, так и в морских бассейнах, и образованные ими отложения мела развиты в пределах водоемов разного тектонического положения, но в зонах, в целом, теплого, реже, видимо, умеренного климата.

Основное же формирование карбонатных осадков сместилось в океаны и краевые моря,

причем, в триасе и юре оно в значительной степени было обусловлено расцветом аммонитов и белемнитов, а позднее определялось развитием планктонных организмов — кокколитофорид, птеропод и различных групп фораминифер.

При этом в существенно меньших масштабах шло формирование карбонатных осадков в пределах внутриокеанических отмелей, которые описываются как изолированные карбонатные платформы. Это Багамы, Сейшелы, Мальдивы, но, видимо, относительно увеличилась доля рифовых карбонатов.

Подобное распределение типов карбонатных отложений указывает не только на определенные изменения механизмов и способов осаждения, но и на эволюцию обстановок карбонатакопления, как геохимических, так и, что следует отметить особо — палеогеографических, а через последнее — косвенно и частично палеотектонических.

Обобщая материалы по распределению типов карбонатных отложений во времени и интерпретируя условия образования тех или иных разновидностей, можно наметить ряд рубежей изменения обстановок их образования, как в геохимическом, так и в палеогеографическом, а отсюда частично и в палеотектоническом плане.

Достаточно многочисленные данные свидетельствуют о существенно кислых средах архея, что в принципе не благоприятно для формирования карбонатных осадков, но способствовало интенсивному химическому выветриванию и, в том числе, переводу железа в растворимую форму, т.е. мобилизации этого элемента и его активной миграции. В конечных же водоемах стока — раннепротерозойских бассейнах ситуация была несколько иная, и в слабокислых средах шло осаждение этого элемента в составе сидерита и сидероплезита. В принципе не столь важно, все ли железо осаждалось в карбонатной форме, и лишь потом часть его окислилась в процессах метаморфизма, или шло параллельное осаждение тех и других форм в разных частях бассейнов. Важно, что, во-первых, общая геохимическая обстановка сменилась с кислой на слабокислую, и, во-вторых, появление в это время свободного кислорода, по крайней мере в водоемах, явление, которое названо великим окислительным событием (GOE) — 2.47–2.32 млрд лет. Итак, первый рубеж в эволюции карбонатакопления — это граница архея–протерозоя — становление слабокислых и окислительных обстановок в водоемах этого периода.

Второй важный рубеж — граница двух ранних периодов протерозоя — сидерия и риациана.

По сведениям М.А. Семихатова и М.Е. Раабен [6, 7] именно в это время в интервале 2.3–2.0 млрд лет произошло первое массовое станов-

ление цианобактериальных сообществ, и, как следствие, активное развитие разнообразных строматолитов. Это привело к интенсивной утилизации CO_2 , и в интервале 2.3–2.1 млрд лет отмечается событие Ломагунди — положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$, которое знаменовало массовое поступление кислорода, т.е. становление и стабилизация окислительных обстановок в протерозое. Следствием этого стала быстрая смена кислых или слабо кислых сред архея на существенно щелочные раннего протерозоя, что и обусловило формирование карбонатных отложений уже магнезиального состава. Подобные — щелочные в своей основе — обстановки с теми или иными флуктуациями существовали практически в течение всего протерозоя.

Третий рубеж — граница рифей–венд и особенно венд–кембрий — это распад и резкое сокращение строматолитообразующих сообществ, появление скелетной биоты с карбонатными выделениями в виде внешних и внутренних скелетов. В это время началось вытеснение микробных сообществ в специфические обстановки аридных побережий, литорали, заливов и лагун с отличными от морских условий гидрохимическим режимом, куда и сместилось доломитообразование при одновременном его сокращении.

Одновременно с изменением геохимических обстановок произошли важные палеотектонические, а отсюда и палеогеографические изменения — появление океанов и смещение туда хотя бы частично, формирования карбонатных отложений.

При этом окончательно сформировались отмеченные выше области карбонатакопления. Это обширные шельфы палеозоя, которые, видимо, превалировали в общем балансе карбонатакопления; изолированные карбонатные платформы в океанах с бентоногенным формированием карбонатных осадков, рифы двух типов — обрамляющие шельфовые зоны на границе последних с более глубоководными областями океанов, и одиночные, относительно симметричные в сечении, в глубоководных зонах.

Четвертый, видимо, менее значимый рубеж — это граница палеозоя и мезозоя — существенное углубление океанов, возрастание роли nektonных организмов в генерации карбонатного материала и образование глубоководных карбонатных осадков.

Наконец, пятый рубеж приходится на начало мелового периода, когда резко возросло значение планктоногенных карбонатных осадков в океаническом секторе Земного шара. Одновременно существенно сократилось шельфовое (исключая собственно меловой период) карбонатакопление, и, видимо, мелководное бентоногенное на отмельных участках океанов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергман И.А. Железисто-кремнистый рудогенез раннего докембрия // Минеральное сырье. 2019. № 28. 323 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.М., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
3. Кузнецов В.Г. Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49–66.
4. Кузнецов В.Г. Геохимические обстановки архея–протерозоя // ДАН. 2019. Т. 488. № 4. С. 401–405.
5. Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 3. С. 507–531.
6. Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественные исследования). М.: Наука, 1993. 144 с.
7. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии. Статья 1 // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993. Т. 1. № 2. С. 3–12.
8. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1996. Т. 4. № 1. С. 6–20.

DIRECTIONALITY AND PHASING OF CARBONATE ACCUMULATION IN THE EARTH HISTORY

V. G. Kuznetsov^{a,b,#}^aGubkin National University of Oil and Gas, Moscow, Russian Federation^bOil and Gas Institute, Moscow, Russian Federation[#]e-mail: vgkuz@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS A.N. Dmitrievskiy January 26, 2023

In the geological history of the Earth, there has been a significant change in the composition and areas of formation of carbonate deposits, which reflects the general evolution of methods, paleogeographic and geochemical settings during this time, and different stages in this evolution. At the Archean-Proterozoic boundary, acidic conditions in impounded bodies changed to moderately acidic, which is seen in the appearance of iron carbonates. The second frontier is the Siderian-Rhyacian boundary, when intensive assimilation of CO₂ led to the formation of alkaline conditions in impounded bodies and the accumulation of magnesian carbonates. Carbonate accumulation itself occurred in the impounded bodies of continental block. The third milestone is the Vendian-Cambrian boundary, when skeletal fauna appeared, and carbonate accumulation became largely biogenic. Along with the basins of the continental block, there were new oceanic areas of formation of carbonate sediments, where the skeletons of nekton organisms became a significant supplier of material. The fourth boundary – Paleozoic-Mesozoic one – was the beginning of the accumulation of the proper oceanic deep-water carbonate sediments. The fifth milestone is associated with the Cretaceous period, when oceanic carbonate accumulation sharply increased due to planktonic organisms.

Keywords: carbonate rocks, areas of carbonate accumulation, geochemical settings, biogenic and microbial processes