

Бродская, Холодов,
1965

ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК СССР

1965

Том 165, № 6

УДК 551.351:631.856

ГЕОЛОГИЯ

Н. Г. БРОДСКАЯ, В. Н. ХОЛОДОВ

**О ВОЗМОЖНОСТИ РИФОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДОЛОМИТОВ
ФОСФОРИТОНОСНОЙ ТОЛЩИ МАЛОГО КАРАТАУ***(Представлено академиком Н. М. Страховым 9 VII 1965)*

Вопрос о генезисе доломитов Малого Каратау представляет интерес, поскольку он связан с проблемой формирования промышленных залежей фосфоритов. Большинство исследователей вслед за П. Л. Безруковым ⁽¹⁾ считают беркутинские доломиты, залегающие в основании фосфоритонесной толщи, типичными хемогенными осадками.

В результате работ 1958—1964 гг. стало очевидным, что происхождение доломитовых пород верхнего венда * связано с биогенными процессами.

Установлено, что мощность доломитов на площади бассейна крайне изменчива. На месторождениях Герес, Ала-Джар и др. она достигает 25—40 м, тогда как в районах Беркуты-Кара-шат и Джилан редко превышает 5—10 м, а в значительной части долины Малого Кароя и на всем протяжении Большекаройской структуры доломиты отсутствуют. Даже в пределах одного и того же месторождения фосфоритов мощность «нижних» доломитов варьирует, меняясь от нескольких до 1—2 десятков метров.

В некоторых случаях значительные изменения мощностей горизонта можно объяснить близостью береговой линии или обвалами и подводным оползанием карбонатных осадков на крутых склонах дна водоема ⁽³⁾. Однако это справедливо не всегда, так как колебания мощности не обязательно сопровождаются погрубением терригенного материала в доломитах и распространением оползневых текстур и брекчий. В строении изучаемого горизонта можно различить три фации: 1) массивных, неслоистых доломитов; 2) тонкослоистых доломитов; 3) фация переслаивания доломитов и глинистых сланцев. Массивные неслоистые доломиты распространены в центральной и юго-восточной части фосфоритонесного бассейна. Среди них равномернозернистые разновидности встречаются значительно реже, чем неравномернозернистые. Обычно в шлифах на фоне однородной массы среднезернистого доломита видны отдельные участки, сложенные более крупными кристаллами; вокруг них развиваются регенерационные оторочки. Реже среди скрытокристаллических разновидностей можно наблюдать пятна и линзы пелитоморфного доломита.

В ряде шлифов, изготовленных из доломитов месторождений Кис-тас, Баба-ата, Кок-су, Беркуты Северный, Кыр-Чабақты II, Чулак-тау I, были встречены структуры сильно перекристаллизованных и вторично доломитизированных органогенных карбонатных пород. В них можно различить остатки водорослей сравнительно хорошей сохранности. Некоторые из них, по мнению В. П. Маслова, напоминают нити *Girvanella*. В среднем течении р. Уч-бас Б. М. Келлер и др. ⁽²⁾ обнаружили среди беркутинских доломитов небольшие линзочки пластовых строматолитов. Образования, напоминающие колонии водорослей, были встречены авторами данной за-

* В данной статье авторы пользуются стратиграфической схемой Б. М. Келлера, В. Г. Королева и И. Н. Крылова ⁽²⁾, возможно, требующей уточнения.

метки в Восточном карьере месторождения Чулак-тау, в обнажении правобережья р. Кара-шат и в северо-западной части месторождения Тье-сай.

В Чулак-тау, в пачке сильно раздробленных и омарганцованных «нижних» доломитов обнаружены прослои, почти нацело сложенные мелкими онколитами и неясными водорослевыми остатками. В кровле одного из прослоев хорошо прослеживается граница внутрiformационного размыва, а над ней порода имеет караваеобразное концентрическое строение. Можно предположить, что это образование представляет собой одиночный строматолит.

В районе рудопроявления Кара-шат в основании горизонта доломитов обнаружены два округлых, слегка приплюснутых тела, имеющих в длину от 1,5 до 2,0 м и напоминающих колонии строматолитов.

Общезвестно, что крупные древние водорослевые постройки, типа рифов, часто слагаются кристаллическим доломитом, не сохраняющим следов органогенного происхождения (⁴, ⁵). Отчасти это объясняется тем, что процессы доломитизации, интенсивно происходящие в центральных частях постройки, уже во время роста самого сооружения как бы «стирают» органогенные структуры из-за формирования вторичных кристаллов доломита (⁶). Другим процессом, препятствующим сохранности фаунистических остатков, является катагенетическая перекристаллизация пород.

В целом фация массивных доломитов может, по-видимому, рассматриваться как первично-биогенное водорослевое образование, впоследствии сильно доломитизированное и измененное вторичными процессами.

Фация тонкослоистых доломитов распространена в северо-западной части фосфоритоносного бассейна. Она представлена очень тонким переслаиванием кристаллических доломитов и пелитоморфных доломитов с примесью фосфатного материала. В разрезах месторождений Герес, Кок-су, Беркуты Северный и Беркуты I тонкослоистые доломиты смяты в систему сложно построенных дизгармоничных складок подводнооползневое происхождения.

Характерно, что между массивными и тонкослоистыми доломитами наблюдаются частые и постепенные переходы. В районе рудопроявления Ала-Джар массивные доломиты сменяются толщей, в которой карбонатные породы переслаиваются с красноватыми глинистыми сланцами.

Верхняя граница горизонта чрезвычайно неровная. В тех участках, где распространены массивные доломиты, в их кровле наблюдаются многочисленные впадины и выступы. Впадины часто бывают заполнены линзами фосфоритов и фосфатно-кремнистых конгломерато-брекчий (³).

В тех местах, где «над нижними» доломитами залегает тонкое переслаивание кремней и фосфоритов, эти последние бывают переполнены многочисленными спикулами губок. Вероятно, что в чистых кремневых пластах спикулы губок не сохраняются и перекристаллизуются вместе с основной массой, а в том случае, если они оказываются включенными в инородный, фосфатный, материал, последующая перекристаллизация не может изменить формы органического включения.

В разрезах фосфатных месторождений Беркуты I, Джилан и Уч-бас кровля доломитов образует куполообразные выступы. Размеры их достигают 2—3 м в высоту и 1,5—2 м в ширину. Выступы доломитов глубоко внедряются в толщу кремнистых пород. Нижние слои кремневой толщи часто выклиниваются по направлению к наиболее приподнятой части выступа, а верхние слои налегают на него, заметно уменьшаясь в мощности. Таким образом, в разрезе выступ массивного доломита напоминает структуру протыкания.

В некоторых участках фосфоритоносного бассейна (месторождение Джилан) выступы доломитов отделены от остальной части горизонта крутопадающими трещинами, и это позволяет думать, что они могли возникнуть в результате оползневых смещений пласта, произошедших одновременно с накоплением вышележащих отложений (³). Однако в других

частях того же месторождения, а также в пределах месторождений Беркуты I и Уч-бас выступы весьма постепенно и без видимых следов нарушения сплошности горизонта переходят в массивные доломиты, залегающие почти согласно с падением всей фосфоритоносной толщи. Здесь образование выступов кровли горизонта скорее всего связано с ростом биогерм, постройки которых, очевидно, были четко выражены в рельефе дна вендского бассейна. Рост водорослевых колоний происходил одновременно с накоплением кремнезема и фосфора. В непосредственной близости от выступов доломитов вышележащие кремни иногда содержат слабоокатанные обломки и глыбы доломита. Размеры их достигают 1,0—1,5 м в диаметре; обломки распространены крайне неравномерно.

Очевидно, многие биогермы возвышались над уровнем моря и энергично разрушались морским прибоем. Шлейф брекчий, типичный для многих ископаемых рифов (⁵, ⁷), образовывался по периферии этих биогерм.

Водорослевые известняки и доломиты вообще чрезвычайно неустойчивы и склонны легко дробиться под действием прибоя. Очевидно, размыв «нижних» доломитов в различных частях фосфоритоносного бассейна продолжался и во время последующего фосфатонакопления, так как в районе месторождения Тье-сай II нижний и верхний пласты фосфоритов разделяются 20-метровой пачкой морских конгломератов. Последние состоят из плоских гальками, состоящими из тонкослоистых фосфатных и фосфатно-кремнистых доломитов. Местами они ориентируются под острым углом к напластованию и плотно прилегают один к другому.

В разрезе каройской, фосфоритоносной и тамдинской толщ Малого Каратау биогермы встречаются неоднократно. В районе урочища Кок-су в основании малокарыйской свиты нами были изучены разрезы чичканского горизонта, в котором Б. М. Келлер, В. Г. Королев и И. Н. Крылов (²) описали колонии столбчатых ветвистых строматолитов группы *Linella*.

Горизонт представлен чередованием доломитов и кремней, причем карбонатность разреза снизу вверх уменьшается, а содержание кремнезема растет. В нижней части слоя мелкие и ветвистые столбики строматолитов, нацело замещенные кремнем, отличаются плохой сохранностью и местами напоминают кремневый конгломерат. По простиранию в этой же части разреза встречаются караваеобразные колонии водорослей, имеющие тонкое концентрическое строение, причем размеры отдельных строматолитов достигают 0,30—0,40 м в поперечнике.

В верхней части горизонта размеры колоний возрастают до 0,70—1,50 м в диаметре. Здесь строматолиты также кремнистые, и в горизонтальном сечении их внутреннее строение напоминает спираль.

В прозрачных шлифах, изготовленных из чичканских строматолитов, часто наблюдаются структуры, характерные и для беркутинских доломитов.

В кровле фосфоритоносной свиты, вдоль северо-восточного борта Малого Каратау, залегает учбасский горизонт, сложенный железо-марганцевыми кремнистыми доломитами. В нем обнаруживаются хиолиты родов *Hyalolithellus* и *Orthotheca* (?), строматолиты, напоминающие *Gymnosolen altus* Semikh, и многочисленные онколиты (²). Все водорослевые остатки замещены железо-марганцевыми минералами или кремнеземом; возможно, это и способствовало их сохранности. Кроме того, многочисленные водорослевые остатки были найдены К. А. Лисогор (⁸) в среднеордовикских глинистых известняках и кремнистых доломитах месторождения Джаны-тас.

Можно считать, что доломитообразование и отложение кремней неоднократно проявлялись на протяжении нижнего и среднего венда, нижнего кембрия и кембро-ордовика Малого Каратау и сопровождалось пышным развитием водорослевых образований.

Рифейские и кембрийские рифы известны и в других частях Улутау-Тяньшаньской структурно-фациальной зоны. Так, в среднекембрийских отложениях Киргизского хребта нами изучен рифовый массив, залегающий

в основании туфогенной толщи. В нем можно выделить фронтальные и тыловые фации шлейфа, состоящие из обломочных известняков, значительно обогащенных фосфором. Развитие рифовых построек прекращалось в связи с поступлением в водоемы больших масс вулканогенного материала.

Таким образом, изменения мощностей «нижних» доломитов Малого Каратау, их внутренняя структура, фациальное строение горизонта в целом, его взаимоотношение с вышележащими отложениями и закономерное развитие биогенного карбонатакопления во времени позволяют сделать вывод о рифогенной природе рассматриваемых образований.

Между пластовыми фосфоритами геосинклинальных зон и рифовыми фациями существует несомненная парагенетическая связь. Исследованиями С. Д. Левиной⁽⁹⁾, проведенными в Северном Казахстане, доказана приуроченность фосфоритов к зонам рифовых фаций карадокса. Фосфориты тяготеют к краевым частям обломочного шлейфа, на переходе к отложениям лагун или впадин мелкоморья.

Описывая фосфоритовые подформации нижнего кембрия Сибири, группа авторов⁽¹⁰⁾ отмечает широкое развитие строматолитовых доломитов и рифогенных известняков, к которым приурочены наиболее крупные месторождения фосфоритов. Локализация фосфоритов происходит на склонах рифогенных поднятий. К подобному же выводу пришли геологи Дальневосточного геологического управления (устное сообщение Э. Л. Школьник), обнаружившие пластовые залежи фосфоритов в брекчиевых зонах рифовых массивов нижнего кембрия хр. Джукды.

Изучение закономерностей распределения и условий образования рифовых и фосфоритных фаций необходимо для выяснения генезиса многих месторождений пластовых фосфоритов.

Геологический институт
Академии наук СССР

Поступило
28 VI 1965

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ П. Л. Безруков, Фосфориты Кара-Тау, Алма-Ата, 1954, стр. 3. ² Б. М. Келлер, В. Г. Королев, И. Н. Крылов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 101 (1965). ³ В. Н. Холодов, А. С. Корякин, ДАН, 135, № 2, 410 (1960). ⁴ У. Х. Твенхофел, Учение об образовании осадков, М., 1936. ⁵ Д. В. Наливкин, Учение о фациях, Изд. АН СССР, 1956. ⁶ Е. П. Александрова, Матер. по стратигр. и картогр. Южного Урала, в. 115, 189 (1939). ⁷ А. И. Равикович, Бюлл. МОИП, 35, в. 1, 47 (1960). ⁸ К. И. Лисогор, Тр. Совещ. по унифик. стратигр. склад. докемб. и палеозоя Вост. Казахстана, 1, 32 (1958). ⁹ С. Д. Левина, Минеральн. сырье, в. 10, 8 (1964). ¹⁰ Ю. В. Миртов, Р. А. Цыкин и др., Осадочные формации Сибири, 2, 110 (1964).