

ISSN 0202-5035

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОЕ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ
В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Тян А. В., Ушатинский И. Н. Условия формирования основных продуктивных горизонтов. — В кн.: Салымский нефтеносный район. Труды ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1970, вып. 41, с. 128—132.

Северо-Сосьвинский угленосный район. Труды ЗапСибНИГНИ, М., Недра, 1977, вып. 85, 72 с. Авт.: И. И. Костарев, А. И. Сидоренков, А. А. Нежданов, Е. В. Бобров, Л. А. Быков и др.

Сидоренков А. И., Высоцкий В. Н. Конкремионный анализ — метод палеоклиматических реконструкций. — Советская геология, 1977, № 8, с. 21—31.

Сидоренков А. И. Диагенез мезозойских нефтегазоносных формаций Западной Сибири (в связи с решением некоторых прикладных задач) XXVII Международ. геол. конгресс, Москва, 4—12 авг., 1984. Тезисы, т. 2, М., 1984. с. 194—196.

Топычканов Б. В. Особенности состава карбонатных конкреций киммериджских отложений Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Конкремионный анализ нефтегазоносных формаций (тезисы докладов), Тюмень, 1983, с. 52—53.

Ушатинский И. Н., Ясович Г. С. Конкремиции верхнеюрских отложений Западной Сибири. — В кн.: Конкремиции и конкремионный анализ нефтегазоносных формаций (Тезисы докладов), Тюмень, 1983 г., с. 51—53.

Ясович Г. С. Условия формирования юрских отложений Шаймского и Красноленинского нефтегазоносных районов. — В кн.: Шаймский нефтегазоносный район. Тр. ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1971, вып. 43, с. 207—255.

M. Ю. Зубков

НЕКОТОРЫЕ МОДЕЛИ КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЯ

В статье сделана попытка подойти к процессу конкрециеобразования с наиболее общих позиций и определить основные характеристики обсуждаемого процесса — его продолжительность, зависимость размеров возникающих конкреций и расстояний между ними от исходной объемной концентрации вещества в системе и, наконец, форму и размеры трещин, образующихся в них.

Общий характер используемого подхода позволяет применять некоторые получаемые на его основе выводы независимо от принятой модели конкрециеобразования (седиментационно-диагенетический, диагенетический и т. п.), а также от химического состава конкреций.

Допустим, что образование конкреций происходит из пересыщенных крайне метастабильных субколлоидных растворов (придонных, иловых, погребенных или любых других) в результате достижения в отдельных его частях некоторой критической концентрации (чему могут в реальных условиях способствовать искусственные центры кристаллизации — частицы минералов, органические остатки и т. п.).

Поскольку считается, что раствор является пересыщенным вследствие присутствия огромного числа микрокристаллитов субколлоидных размеров, то решающую роль в определении направления течения процесса будет играть поверхностная энергия частиц, входящих в систему.

Введем некоторые обозначения: L — линейные размеры системы; h — толщина сплошного слоя вещества, выпадающего в осадок в этой системе; R — радиус возникающих конкреций; n — их число.

Тогда образование конкреций или сплошного слоя из частиц, находящихся в растворе, будет контролироваться соотношением суммарной поверхностной энергии конкреций, с одной стороны, и сплошного слоя — с другой, или, иными словами, соотношением площадей их поверхностей. Поскольку объем слоя и суммарный объем конкреций равны между собой, то справедливо следующее равенство

$$\frac{4}{3}\pi R^3 \cdot n = L^2 h. \quad (1)$$

Общая площадь шарообразных конкреций равна

$$S_k = 4\pi R^2 n. \quad (2)$$

Полная площадь сплошного слоя составит

$$S_c = 2L^2 + 4Lh. \quad (3)$$

При малых h его площадь примерно равна

$$S_c \sim 2L^2. \quad (4)$$

Тогда, полагая, что при $S_k > S_c$ устойчив сплошной слой, а при $S_k < S_c$, наоборот, устойчивы конкреции, легко определить минимальный радиус конкреций (R_{min}), при которых они будут устойчивы ($S_k = S_c$), и максимальный радиус (R_{max}) при $n=1$.

Объем системы равен L^3 , а объем находящегося в нем вещества — $L^2 h$, тогда его объемная концентрация равна

$$C = \frac{L^2 h}{L^3} = \frac{h}{L}. \quad (5)$$

Принимая для удобства расчетов L равным единице (в этом случае $C \sim h$), определим R_{min} и R_{max} при следующих значениях C : $1 \cdot 10^{-5}, 1 \cdot 10^{-4}, 1 \cdot 10^{-3}, 1 \cdot 10^{-2}$ и $1 \cdot 10^{-1}$ (рис. 1). Полученный треугольник значений в своей вершине имеет максимально возможные C и R при выбранном L .

Найдя из уравнения (1) число конкреций n для каждого из значений C , легко определить среднее расстояние между ними (X) в зависимости от их радиуса (рис. 2). Очевидно, что при $X \leq 0$ конкреции будут сливаться, образуя сплошной слой, в этом случае $R \sim C$. Слияние конкреций возможно и в открытой системе, т. е. при поступлении вещества извне и соответственно росте C (см. рис. 2).

На рис. 3 показаны максимальные расстояния между конкрециями в зависимости от объемной концентрации растворенного

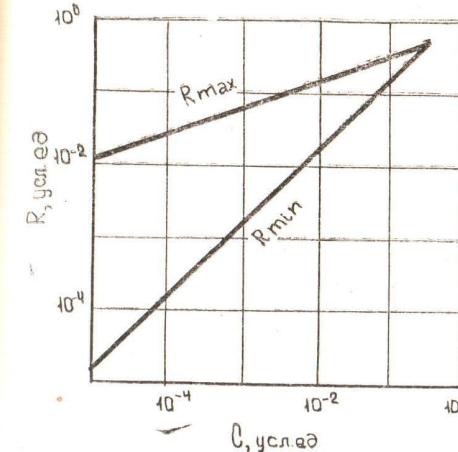


Рис. 1. Значения минимального и максимального радиусов конкреций в зависимости от величины исходной объемной концентрации

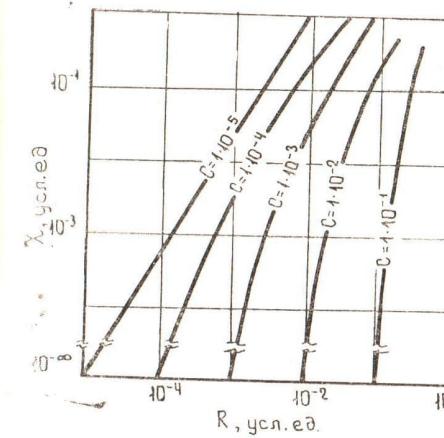


Рис. 2. Изменение расстояний между конкрециями в зависимости от их радиуса и исходной объемной концентрации

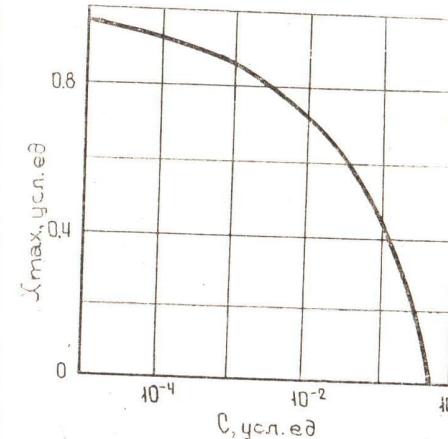


Рис. 3. Значения максимального расстояния между конкрециями в зависимости от исходной объемной концентрации

вещества. Понятно, что наиболее устойчивой будет одна конкретия, имеющая максимально возможный при данной объемной концентрации радиус. Так, например, принимая L равным 1 м, наибольшие радиусы (в метрах) будут иметь (при соответствующих C) следующие значения: $R_1(C=1 \cdot 10^{-5}) = 1,34 \cdot 10^{-2}$; $R_2(C=C) = 1 \cdot 10^{-4} = 2,9 \cdot 10^{-2}$; $R_3(C=1 \cdot 10^{-3}) = 6,2 \cdot 10^{-2}$; $R_4(C=1 \cdot 10^{-2}) = 1,3 \cdot 10^{-1}$; $R_5(C=1 \cdot 10^{-1}) = 2 \cdot 10^{-1}$. Для сравнения приведем максимально возможные радиусы конкреций для двух последних случаев ($C=10^{-2}$ и 10^{-1}) при L , равном 5 м — $R_4 = 3,9 \cdot 10^{-1}$ и $R_5 = 9,2 \cdot 10^{-1}$ м.

Поэтому большое значение приобретает правильный выбор линейных размеров системы (L), так как в зависимости от этого будет изменяться и R_{max} . По-видимому, L в общем случае будет определяться скоростью возникновения и роста конкреций, т. е. механизмом зародышеобразования и формой массопереноса. Так, при небольших скоростях массопереноса и сравнительно быстром образовании зародышей число конкреций будет велико, а их размеры — малы, что особенно характерно для невысоких объемных концентраций вещества ($C \leq 10^{-3}$, см. рис. 1).

Исследования причин возникновения пересыщения морской воды карбонатом кальция, проведенные О. А. Алехиным и Ю. И. Ляхиным (1968), показали, что он часто присутствует в виде мельчайших сферолитов ($1 \cdot 10^{-5}$, $1 \cdot 10^{-6}$ м), представленных арагонитом. Высокая растворимость этих субколлоидных частиц из-за их очень большой поверхности энергии, а также повышенная растворимость самого арагонита (метастабильная фаза всегда более растворима, чем равновесная) приводит к чрезвычайно высоким степеням пересыщения морской воды карбонатом арагонита. Можно сказать, что при достижении определенной концентрации в осадке становится возможным возникновение конкреций, причем первоначально именно арагонитового состава вследствие чрезвычайной метастабильности пересыщенной субколлоидной системы.

Так как арагонит является минералом высоких давлений, то он имеет большую плотность, чем кальцит, поэтому при его переходе в кальцит объем конкреции должен увеличиться примерно в 1,09 раза.

Рассмотрим механизм этого перехода более подробно. Пусть размеры микрокристаллитов арагонита, входящих в состав конкреции (1), составляют 10^{-4} см, а радиус конкреции (R_1) положим равным 10 см. Тогда по окружности конкреции количество микрокристаллитов

$$n_1 = \frac{2\pi R_1}{1} = 6,28 \cdot 10^5. \quad (6)$$

Допустим, что микрокристаллиты ориентированы таким образом, что при переходе в кальцит происходит увеличение их объема в 1,09 раза в направлении, перпендикулярном к радиусу конкреции, проведенному к ним. Тогда приращение в длине окружности

$$n_1 \Delta l = 5,65 \text{ см.} \quad (7)$$

А длина окружности кальцитовой конкреции

$$2\pi R_1 + n_1 \Delta l = 68,45 \text{ см.} \quad (8)$$

Следовательно, радиус конкреции увеличился и составляет

$$R_1' = \frac{68,45}{2\pi} = 10,9 \text{ см.} \quad (9)$$

Так как мы ранее приняли, что изменение объема происходило лишь за счет увеличения размеров микрокристаллитов в направлении, перпендикулярном к радиусу,циальному к ним, а в направлении, параллельном радиусу, они сохранили свои первоначальные размеры, то увеличение радиуса на 0,9 см должно привести к разрыву конкреции и формированию в ней полости с радиусом 0,9 см.

Но кроме внутренней полости образуются разрывы (трещины), пронизывающие конкрецию с суммарной их раскрытистью в центре около 5,7 см. Эти трещины возникают в результате неравномерного увеличения длин окружностей со все большей величиной радиуса.

Докажем это более строго. При $R_2 = \frac{R_1}{2} = 5$ см исходная длина окружности была равна 31,4 см, а $n_2 = 3,14 \cdot 10^5$, тогда после перехода арагонита в кальцит ее длина станет равной 34,2 см, а радиус — 5,45 см. Поскольку длина частиц вдоль радиуса R_2 неизменной, то должно выполняться равенство $R_1 - R_2 = \Delta R = R_1' - R_2' = \Delta R'$, на самом деле $\Delta R = 5$ см, а $\Delta R' = 5,45$. Расстояние между R_1 и R_2 после фазового перехода должно сохраниться, а это возможно лишь в случае, если R_2' будет равен 5,9 см, т. е. при длине окружности, равной 37,05 см. Разность длин окружностей с исходным $R_2 = 5$ см и конечным $R_2' = 5,9$ ведет к необходимости возникновения трещин с общей раскрытистью по окружности с радиусом R_2' , равной около 2,9 см (рис. 4а). Общий объем формирующейся в этом случае емкости (внутренняя полость плюс трещины) равен 861 см³.

Рассмотрим другой крайний случай, а именно при фазовом переходе арагонит — кальцит проникает увеличение объема микрокристаллитов за счет их удлинения вдоль оси (или радиуса) конкреции. Опуская вычисления, которые в общих чертах подобны приведенным выше, получим следующий вид конкреции и расположения в ней трещин (рис. 4, б). В этом случае, как и в предыдущем, суммарная раскрытисть трещин по радиусу конкреции будет равна около 5,7 см, а объем трещин — 861 см³.

Перейдем к третьему важному случаю — расчету объема емкости, возникающей при обезвоживании карбонатно-глинистой

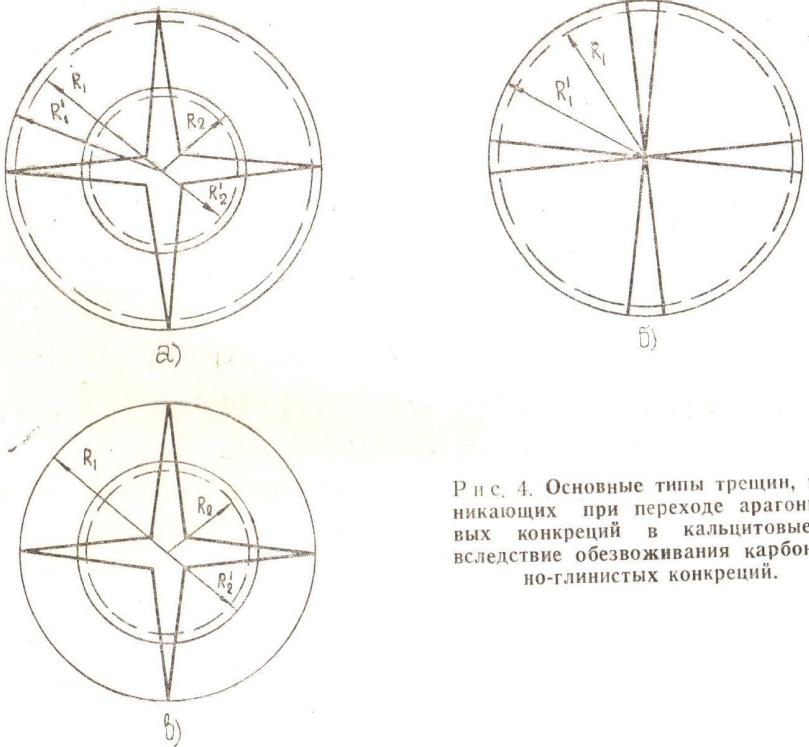


Рис. 4. Основные типы трещин, возникающих при переходе арагонитовых конкреций в кальцитовые и вследствие обезвоживания карбонатно-глинистых конкреций.

конкремции. Будем считать, что обезвоживание осуществляется из-за потерь связанной воды, первоначально содержавшейся в глинистых минералах. Для простоты рассмотрим карбонатно-монтмориллонитовую конкрецию. Монтмориллонит выбран вследствие того, что он содержит максимальное количество связанной межслоевой воды по сравнению с другими глинистыми минералами.

Рассмотрим процесс обезвоживания при следующих условиях: содержание монтмориллонита в конкреции 20%, в межслоевом промежутке первоначально находится 5 слоев воды ($d_{001} \sim 24\text{\AA}$), после обезвоживания — 1 слой ($d_{001} \sim 13\text{\AA}$), радиус конкреции (R) равен 10 см, частички монтмориллонита расположены так, что их базальная плоскость перпендикулярна к радиусу, проходящему через нее (ось параллельна радиусу). В направлении, перпендикулярном радиусу, частички монтмориллонита и карбоната несжимаемы.

Тогда вследствие обезвоживания объем конкреции будет стремиться сжаться, но поскольку было принято, что минеральные частицы в направлении, перпендикулярном радиусу, несжимаемы, то исходный радиус конкреции не должен изменяться. Поэтому

сжатие будет распространяться от центра конкреции к периферии, при этом произойдет формирование пустоты за счет выделения связанный воды.

Найдем объем выделяющейся в результате этого процесса воды. При выбранном содержании монтмориллонита (20%) уменьшение размеров частиц монтмориллонита за счет выделения межслоевой воды вдоль радиуса конкреции составит 9,2%. Первона-чальный радиус (10 см) уменьшится на 0,92 см и составит 9,08 см. Так же, как и в рассмотренном выше примере, определим длину окружности, описываемую половиной исходного радиуса

$$2\pi \cdot \frac{1}{2} R_1 = 2\pi R_2 = 31,4 \text{ cm.} \quad (10)$$

Однако внутренний радиус конкреции уменьшился до 9,08 см, следовательно, его половина равна 4,5 см (если считать от центра окружности, то — 5,46 см). И теперь длина окружности должна быть

$$2\pi R_2^{-1} = 34,4 \text{ cm.} \quad (11)$$

Разность между (11) и (10) даст величину удлинения окружности или значение общей раскрытии трещин на расстоянии 5 см от центра конкреции, равную 3,1 см. Суммарный объем пустоты внутри карбонатно-глинистой конкреции (объем центральной полости плюс трещины) будет равен 386,4 см³ (рис. 4, в).

Если частицы монтмориллонита расположены так, что их ось перпендикулярна к радиусу, то форма трещин будет аналогичной изображенной на рис. 4, б, а их объем будет равен, как и в предыдущем случае, $386,4 \text{ см}^3$.

В зависимости от характера ориентировки и распределения глинистых частиц или микрокристаллитов арагонита возможны и другие сочетания и расположение трещин внутри и снаружи конкремций. Например, при их концентрически-зонально-неоднородном распределении возможно возникновение сложных ячеистых текстур.

Наоборот, в случае равномерно беспорядочного расположения монтмориллонитовых частиц или микрокристаллитов арагонита после их превращений конкреции останутся плотными и трещин и полостей не возникнет. При превращении арагонитовой конкреции с исходным радиусом 10 см и объемом 4200 см³ в кальцитовую ее объем возрастет до 4578 см³, а радиус соответственно до 10,3 см. При первоначальном радиусе карбонатно-глинистой конкреции, равном 10 см, и объеме 4200 см³ (содержание монтмориллонита 20%) в конце процесса обезвоживания ее объем станет равным 3814 см³, а радиус — 9,67 см.

Механизм пересыщения вод и выделения из них субколлоидных частиц карбонатов из любых водных растворов (морских, лагунных, озерных и т. п.) определяется одним и тем же — нарушением равновесия карбонатной системы, что чаще всего вызы-

вается изменением температуры, давления, солености, концентрации растворенного CO_2 , зависящего от интенсивности процессов фотосинтеза. Конкретных примеров можно подобрать достаточно много: например, при поступлении свежих порций более прохладной морской воды в мелководные теплые заливы, лагуны или хорошо прогреваемые прибрежные банки тропических широт; в зоне термоклина (глубины обычно менее 200 м) из поднимающихся холодных придонных вод, насыщенных CO_2 (апвеллинг); при колебаниях уровня Мирового океана (эвстатических), приводящих к поступлению огромных масс холодных (полярных) вод в теплые эпиконтинентальные моря, имеющие обычно большую площадь (до 1 млн. km^2 и более), но малую глубину (30—300 м) и т. д.

Дальнейшее увеличение концентрации возникающего субколлоидного раствора будет происходить вследствие отжатия из него седиментационных вод, чему особенно благоприятствует наличие достаточно тонкой глинистой «покрышки» — своеобразной полупроницаемой мембраны, свободно пропускающей отжимающуюся воду, но задерживающей субколлоидные частицы карбонатов, так как их размеры превышают величину пор в глине.

Для оценки времени формирования конкреций необходимо обоснование способа массопереноса. Полагая, что массоперенос определяется диффузионным механизмом, и принимая коэффициент диффузии (D) молекул CaCO_3 равным примерно $1 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$, можно оценить время, необходимое для образования конкреций. Оно будет определяться размерами конкреций или расстоянием между ними. В случае, если размеры конкреции ($2R$) больше, чем расстояние между ними (X), в расчетах будут участвовать размеры конкреций. Если же $X > 2R$, то в расчетах следует использовать величину X .

Принимая для определенности, что $X > 2R$, и исходя из уравнения диффузии $\tau \sim \frac{X^2}{D}$, оценим время формирования конкреций с расстоянием между ними в 1, 10 см, 1 и 10 м — 11, 6 сут, 3,1 год, 310 лет и $3,1 \cdot 10^4$ лет.

Таким образом, литификация карбонатной субколлоидной взвеси — процесс довольно быстрый (в геологическом масштабе времени приблизительно несколько тысяч лет), поэтому конкрециообразование можно считать одним из наиболее ранних диагенетических процессов.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Зная исходные объемные концентрации вещества и используя соотношения поверхностных энергий сплошного и конкреционного слоев, можно легко определить минимальный и максимальный размеры возникающих конкреций, а также расстояние между ними.

2. При размерах конкреций, приближающихся к величине объемной концентрации, или в случае открытой системы (осуществляется привнос вещества и соответственно увеличение величины C) происходит слияние конкреций в сплошной слой.

3. Размеры и форма трещин и полостей, возникающих в конкрециях вследствие фазовых переходов (арAGONит — кальцит) или при обезвоживании карбонатно-глинистых конкреций, зависят от ориентировки микрокристаллитов или глинистых частиц и их расположения.

4. Время формирования конкреций определяется их размерами или расстоянием между ними. В наиболее обычных случаях оно изменяется от одной до тридцати тысяч лет.

ЛИТЕРАТУРА

АЛЕХИН О. А., ЛЯХИН Ю. И. К вопросу о причинах пересыщения морской воды карбонатом кальция. — ДАН СССР, Геохимия, 1968, т. 128, № 1, с. 191—194.

И. Д. Данилов

ЛИТОГЕНЕЗ И КОНКРЕЦИОБРАЗОВАНИЕ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Общие и частные вопросы литогенеза в криолитозоне разработаны недостаточно полно. Н. М. Страхов (1960) среди трех зональных климатически обусловленных типов литогенеза наряду с гумидным и аридным выделил ледовый, под которым он понимал литогенез в условиях ледниковых покровов, существующих геологически длительное время. Отличительными свойствами данного типа литогенеза считаются: его одностадийность (выражена одна лишь стадия седиментогенеза), отсутствие седиментационной дифференциации и геохимического преобразования исходного терригенного материала. Осадочный процесс непосредственно близ края ледника в условиях вытекающих из него талых вод относился Н. М. Страховым уже к гумидному типу. Н. А. Шило (1981 и др.) обосновал необходимость выделения (в дополнение к ледовому — ледниковому) перигляциального типа литогенеза, который охватывает зону распространения не наземного, а подземного оледенения, т. е. вечномерзлых пород. Если основные области распространения наземного оледенения приурочены к относительно влажному, гумидному подтипу холодного полярного климата, где количество выпадающих атмосферных осадков заметно превышает их испарение, то перигляциальный тип литогенеза наиболее ярко проявляется в условиях сурового континентально-аридного климата. Самое полное выражение он получил в недавнем геологическом прошлом, в гозднем плейстоцене в центральных и северных районах Якутии, в пределах Колымской низменности, где развит наиболее впечатляющий