

Гмид Л.П.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

*В статье рассматриваются основные типы карбонатных пород, условия их образования, приводится схема классификации известково-доломитовых пород, разработанная во ВНИГРИ.*

*Рассматриваются факторы и процессы седиментогенеза, диагенеза, катагенеза, их роль в формировании структуры пустотного пространства, определяющего ёмкостные и фильтрационные свойства пород с учетом геотектонических условий региона.*

**Ключевые слова:** классификация карбонатных пород, структура пустотного пространства, седиментогенез, диагенез, катагенез.

Во многих нефтегазоносных провинциях не только России, но и всего мира, карбонатные толщи составляют значительную долю осадочного чехла, с ними связаны крупные скопления углеводородов. Однако, целенаправленное изучение их, как коллекторов для углеводородов, в нашей стране практически началось лишь в послевоенные годы. Пионером в этой проблеме стал ВНИГРИ, в лаборатории петрографии которого исследовались карбонатные породы, слагающие различные стратиграфические комплексы практически всех нефтегазоносных провинций Советского Союза, и в частности, карбонатные толщи палеозоя Тимано-Печорской провинции, Урало-Поволжья, Белоруссии, Казахстана, древние рифей-кембрийские образования Якутии и относительно молодые толщи позднего мела северо-восточного Предкавказья.

В отличие от терригенных пород, карбонатные отложения, в силу своей большой растворимости, на протяжении литогенеза подвергаются неоднократным, вторичным, преобразованиям, благодаря которым структура их пустотного пространства претерпевает различные изменения, что отражается на присущей им неоднородности ёмкостных и фильтрационных свойств.

Формирование структуры пустотного пространства карбонатных коллекторов (пор, каверн и трещин) тесно связано с генезисом самих пород. Согласно классификации ВНИГРИ – известняки, известково-доломитовые породы и доломиты подразделяются на три основные генетические группы:

- хемогенные (или биохемогенные),
- органогенные,
- обломочные с выделением четвертой генетически сложной группы переходных или смешанных разновидностей карбонатных пород.

## Основные типы карбонатных пород

### *I. Группа хемогенных (или биохемогенных) карбонатных пород*

Эта группа включает породы, карбонатная часть которых в основном (50% и более) состоит из химически или биохимически осажденного карбонатного материала. Последний на стадиях седиментогенеза, как правило, представляет собой тонкую, пелитоморфную карбонатную массу с размером зерен менее 0,01 мм. На раннедиагенетической стадии эта масса может быть перекристаллизована до мелкозернистого состояния. Переход ее в средне- и крупнозернистую - результат дальнейших позднедиагенетических и катагенетических преобразований. Среди хемогенных и биохемогенных карбонатных пород выделяются две подгруппы: зернистые и форменные, причем зернистые породы изначально могут быть как однороднозернистыми, так и неоднороднозернистыми. Известняки и доломиты однороднозернистые, в основном, сложены зернами одной размерности (тонко-, мелко-, средне-, крупнозернистые). В однороднозернистых карбонатных породах зерна могут принадлежать разным размерным градациям: при двух смежных градациях порода определяется, соответственно, как тонко- и мелко- или средне- и мелкозернистая и т.д. Преобладающая размерность указывается в конце названия. Если породу слагают зерна трех (и более) размерных групп, она именуется разнозернистой. Таким образом, характер, зернистость карбонатных пород определяется в первую очередь размерами карбонатных зерен.

В зернистых карбонатах могут присутствовать в качестве примеси органические остатки, водоросли, обломки карбонатных пород, оолиты, сгустки, комки, глинисто-органическое вещество, алевроитово-песчаный материал. Но их суммарное содержание не должно превышать 50% зернистого карбоната (кальцита или доломита).

К хемогенным форменным образованиям, как считалось до недавнего времени, принадлежат оолиты, пизолиты, сферолиты, сгустки, комки.

Оолитами, как известно, называют округлые или овальные карбонатные образования, обладающие концентрически-слоистым строением. Размеры их колеблются от 0,1 до 1 мм. Пизолиты - это крупные (> 1 мм) оолиты. Сферолиты - характеризуются радиально - лучистым строением, иногда одновременно со следами концентрически-слоистого. Полагают, что они возникли за счет перекристаллизации оолитов. Оолиты, пизолиты и сферолиты формируются на мелководье, в условиях весьма подвижной водной среды, главным образом, в морских заливах и лагунах, частично - в озерах.

К сгусткам (менее 0,1 мм) и комкам (0,1 - 1 мм) относятся тонкозернистые карбонатные микростяжения. Они обладают различной формой: округлой, овальной, изометричной, угловатой, удлинённой, иногда очень неправильной - причудливой. Обычно вмещающая (или цементирующая) их карбонатная масса отличается несколько лучшей или заметно лучшей раскристаллизованностью.

Как было сказано, хомогенная природа оолитов (пизолитов, сферолитов) не вызывала сомнения. Однако, при этом отмечалось их большое сходство с онколитами - продуктами жизнедеятельности водорослей. В последние годы выяснилось, что к оолитам могут принадлежать проблематичные водорослевые остатки - микрофитолиты (озагии). Точно также обстоит дело со сгустками и комками. Одни исследователи полагают, что сгустки и комки являются гранулированными органическими остатками, водорослями, другие относят их к копролитам, продуктам жизнедеятельности водорослей, животных; третьи - сгустки и комки считают продуктом неорганического происхождения, рассматривая их, как обособившиеся в результате перекристаллизации участки известкового ила (породы) или обломки тонкозернистого известняка. Если достоверно установлена биогенная природа включений, породу следует считать органогенной. Во всех остальных случаях подобные породы с известной долей условности рассматриваются как хомогенные (биохомогенные).

Образование сгустков и комков может быть связано с воздействием на органогенные или сверлящих водорослей грануляторов. Такие осадки возникают в области мелководья, на отмелях и островных пляжах, часто в приливно-отливной зоне, где волны и течения оказывают влияние на степень окатанности составных частей осадка и его переотложение.

Очевидно, что генетическая классификация биохомогенных форменных образований достаточно затруднительна. Например, широко развитые в отложениях верхнего девона Тимано-Печорской провинции сферово-сгустково-комковатые известняки, как это будет показано ниже, специалистами относятся к органогенным, биогермным образованиям. Возможно отнесение подобных пород и к переходной группе смешанного органогенно-хомогенно-обломочного происхождения.

Следует отметить, что хомогенный генезис карбонатных пород в последние годы рядом геологов вообще ставится под сомнение. Так, О.Н. Зуйкова и П.В. Ботвинник [1986], В.Г. Кузнецов [2003] отмечают, что применение техники с высокой разрешающей способностью (например, сканирующего микроскопа) показало, что многие пелитоморфные известняки, ранее рассматриваемые как хомогенные породы, на самом деле являются продуктом глубокой дезинтеграции остатков водорослей и других организмов. Хотя они и не

отрицают полностью хемогенный способ осаждения карбонатов, однако отводят ему значительно меньшую роль.

## *II. Группа органогенных карбонатных пород*

В этой обширной группе карбонатная часть пород на 50% и более принадлежит карбонатным органогенным остаткам. В зависимости от того, представлены последние остатками животных организмов (фауны) или флоры (водоросли), органогенные карбонатные породы могут быть зоогенными, фитогенными или смешанными, фито-зоогенными. Зоогенные карбонаты представлены исключительно известняками, многочисленными и разнообразными их типами. К фито-зоогенным породам относятся также седиментационно-диагенетические известково-доломитовые породы. Преобладающими в них являются остатки водорослей (или водорослевой проблематики). Водорослевые карбонатные породы могут быть представлены как известняками, так и первичными доломитами.

В подгруппе зоогенных карбонатных пород выделяются известняки, сложенные целыми скелетными фрагментами - биоморфные (цельнораковинные), либо их обломками - органогенно-детритовые. В зависимости от размеров обломков органогенно-детритовые известняки, состоящие из > 50% неокатанных обломков фауны, подразделяются на шламовые (< 0,1 мм), мелко- (0,1 - 0,25 мм), средне- (0,25 - 0,5 мм), крупно- (0,5 - 1 мм) и грубо- (> 1 мм) детритовые и неравнодетритовые. Аналогично деление фитогенных (водорослево-детритовых) и фито-зоогенных карбонатных пород.

Если обломки органических остатков или водорослей несут следы переотложения (окатанность, сортировка), породы именуется органогенно-обломочными.

Образование органогенно-обломочных известняков происходило в зоне мелкого моря, в подвижной водной среде. Благодаря волнам и течениям раковинный материал окатывался и отсортировывался, из осадка удалялась глинистая примесь, известковый ил и т.д. В органогенно-обломочных известняках содержание первичного цемента обычно незначительно. Чаще всего такие осадки накапливались на отмелях и островных пляжах и, возможно, в полосе течений.

Органогенный и водорослевый детрит мог формироваться как биогенным путем, за счет жизнедеятельности сверлящих водорослей, илоедов, так и механическим способом, во время штормов, во время приливов и отливов и т.п.

Дальнейшее подразделение зоогенных, фитогенных и фито-зоогенных карбонатных пород осуществляется в соответствии с групповой принадлежностью органогенных остатков.

Так биоморфные, биоморфно-детритовые известняки могут быть фораминиферо-криноиднымим, брахиоподово-мшанковыми, остракодовыми, полидетритовыми и т.д. С известной долей условности к зоогенным причислены копрогенные известняки, которые состоят не из скелетных остатков самих организмов, а из продуктов их жизнедеятельности (фекалий).

Среди фитогенных (и фито - зоогенных) карбонатных пород различаются собственно-водорослевые (кодиевые, мутовчатые, двинелловые, унгдарелловые и др.) и их специфические разновидности: строматолитовые, онколитовые, микрофитолитовые известняки, известково-доломитовые породы и доломиты. Подавляющее большинство органогенных карбонатных пород формируется за счет накопления на дне седиментационных бассейнов скелетных остатков фауны и флоры (планктона и бентоса) после гибели организмов.

Особое место среди органогенных карбонатных пород занимают породы различных прижизненно сформированных организмами построек. К ним относятся собственно рифовые тела и различные биогермные куполообразные и биостромные (пластообразные) органогенные постройки. Все они представляют собой довольно крупные сооружения, мощность которых нередко измеряется сотнями метров, а протяженность барьерных рифов может исчисляться сотнями километров. Органогенные постройки формировались за счет различных прикрепленных к субстрату колониальных и одиночных организмов (главным образом водорослей, мшанок, археоциат, кораллов), прижизненно нараставших друг на друге. В результате нарастания возникал жесткий устойчивый органогенный массив "каркас" - ядро органогенной постройки. В создании постройки участвуют скелетные остатки разнообразных сопутствующих биогермостроителям организмов: фораминифер, криноидей, брахиопод и др. В.Г. Кузнецовым [2003] они определяются как "активные цементаторы и пассивные рифостроители".

Скорость роста органогенных построек, как правило, превышает скорость накопления синхронных им осадков, в результате чего они достаточно четко выражены в рельефе дна бассейна. При этом рифовые сооружения могут выходить на поверхность вод бассейна, располагаясь в зоне действия волн, биогермы её не достигают (и водами не разрушаются). Если скорость роста органогенной постройки будет соизмерима со скоростью накопления синхронных осадков, подводного рельефного выражения она практически не получит. В этом случае образуются пластообразные органогенные тела - биостромы.

Рифовые сооружения, подвергаясь частичному разрушению волнами, сопровождаются накоплением вокруг (и внутри) органогенного ядра (остова) продуктов его

разрушения, то есть обломочного органогенного материала, от глыб и крупных обломков до мелкого детрита и шлама. Кроме того, в строении всех типов органогенных построек (рифов, биогермов, биостромов) принимает участие, нередко значительное, химически и биохимически осажденный  $\text{CaCO}_3$ . Он инкрустирует или крустифицирует скелетные остатки, заполняет поры и каверны. В целом, все рассматриваемые карбонатные органогенные постройки отличаются малой примесью глинистого вещества, высокой первичной пористостью, в значительной мере сохраняя её ископаемое состояние. Они часто доломитизированы и выщелочены. Доломитизация и выщелачивание нередко приводят к увеличению полезной емкости. Карбонатные породы биогермных построек часто являются хорошими коллекторами. В России (Тимано-Печорская и Волго-Уральская области) и во многих странах мира (США, Канада, Мексика, Ливия и др.) рифогенные образования содержат крупные залежи нефти. Выявление ископаемых органогенных построек, и в первую очередь рифов, при исследовании карбонатных пород-коллекторов играет важную роль.

Рифогенные постройки являются показателем активности тектонического режима морского дна. Образование их происходит на приподнятых участках водоемов в условиях хорошей освещенности и циркуляции вод, их нормальной солености и прозрачности.

Диагенетические преобразования в биогермных постройках происходят в твердом, высокопористом субстрате. Уплотнение в ядерной части практически отсутствует. Сокращение пористости в ней идет за счет выпадения вторичных аутигенных минералов и цементации. Уплотнению подвержены осадки разрушенной части постройки. Растворение и выщелачивание биогермного массива связано с прерывисто-непрерывным его ростом, перерывами в осадконакоплении (зона гипергенеза), а также могут происходить под водой в зоне мелководья.

В группу органогенных карбонатных пород входят известняки, сложенные продуктами жизнедеятельности организмов. К ним относятся строматолитовые известняки, представляющие собой слоистые образования продуктов жизнедеятельности преимущественно сине-зеленых водорослей. Одни из самых древних остатков органического мира, они представляют собой прикрепленные к субстрату слоистые образования и являются биогермостроителями. К этой группе относятся также онколитовые и копролитовые известняки. Онколитовые известняки состоят из округлых и овальных известковых стяжений, неясно-концентрического строения, возникших в результате жизнедеятельности

сине-зеленых водорослей, выделявших  $\text{CaCO}_3$ . Образование онколитов происходит в мелководных условиях шельфа. Онколиты не являются биогермостроителями.

Копролитовые (микрочпролитовые) известняки сложены ископаемыми фекалиями животных: это известковые тельца, образовавшиеся в результате переработки ила червями-иллоедами, обитающими на различных глубинах. Форма их весьма разнообразна: овальная, цилиндрическая, округлая, спиралевидная (хвостатая). Предполагают, что "хвостатые" копролиты возможно являются проблематичными водорослями. Копролиты могут переноситься и образовывать осадок механическим путем, но обычно они встречаются вместе с детритом известковых организмов.

Сферово-сгустково-комковатые известняки, которые, как было сказано выше, рядом исследователей относятся к биохемогенным форменным образованиям, представляют распространенный тип пород, для них часто характерна узорчатая микроструктура, обусловленная развитием пор и каверн причудливой, узорчатой формы, выполненных кальцитом или доломитом.

Происхождение сфер дискуссионно: одни исследователи относят их к однокамерным фораминиферам, другие к сферическим водорослям. Происхождение сгустков и комков, как уже отмечалось ранее, в литературе обсуждается с разных точек зрения. В.В. Меннер [1989] полагает, что сферово-сгустково-комковатые известняки имеют водорослевую природу и относит их к биогермным породам. Образование пор и каверн узорчатой формы в сферово-сгустково-комковатых известняках В.П. Шуйский связывает с бактериологическим разложением органического вещества осадка. Образующиеся при этом газообразные продукты разрыхляли ил, создавая полости разного размера и формы. Устойчивость стенок полостей обеспечивалась быстрой кристаллизацией известковой массы при переходе арагонита в кальцит, под нагрузкой новых порций ила полости приобретали причудливую форму. Инкрустационный кальцит, заполняющий по периферии поры и каверны, возникал в стадию диагенеза. Выполнение центральных частей пор и каверн средне-крупнозернистым прозрачным кальцитом, иногда доломитом, происходило уже в породе, в стадию катагенеза, вследствие интенсивной циркуляции высокоминерализованных вод в периоды активизации тектонических движений.

### *III. Группа обломочных карбонатных пород*

Эта группа включает известняки, доломиты, известково-доломитовые породы, которые на 50% и более состоят из обломков карбонатных пород (но, не фауны, как это

имеет место в описанных выше органогенно-обломочных известняках). Цементом служит разномерный карбонатный материал.

По происхождению среди обломочных карбонатных пород выделяются первичные (седиментационные) и вторичные (катагенетические). К седиментационным обломочным карбонатным породам относятся породы, образованные карбонатными обломками - продуктами разрушения прилегающей суши и обломками, возникшими на месте своего образования за счет подводного размыва уже уплотненных карбонатных осадков. К катагенетическим относятся брекчии, конгломераты, возникшие за счет раздробления, разрушения уже сформированных карбонатных пород при тектонических деформациях.

Как считает М.С. Швецов, типичные обломочные карбонатные породы представляют собой породы, подвергшиеся влиянию сильных волнений либо на стадии седиментации, либо в процессе переотложения, благодаря чему они имеют специфический облик, сходный с обликом терригенных пород. Поэтому их классификация основана на размере и форме обломков по аналогии с терригенными породами.

Среди обломочных карбонатных пород выделяются: карбонатные конгломераты, брекчии (размер обломков свыше 10 мм), гравелиты (10 – 1 мм), песчаники (1 - 0,1 мм) и алевриты (0,1 - 0,01 мм).

В случае отсутствия или малого количества цемента такие породы могут быть рыхлыми, и тогда они относятся к карбонатным пескам. Наличие в разрезе обломочных карбонатных пород обычно свидетельствует о переломном моменте в истории развития осадочного бассейна.

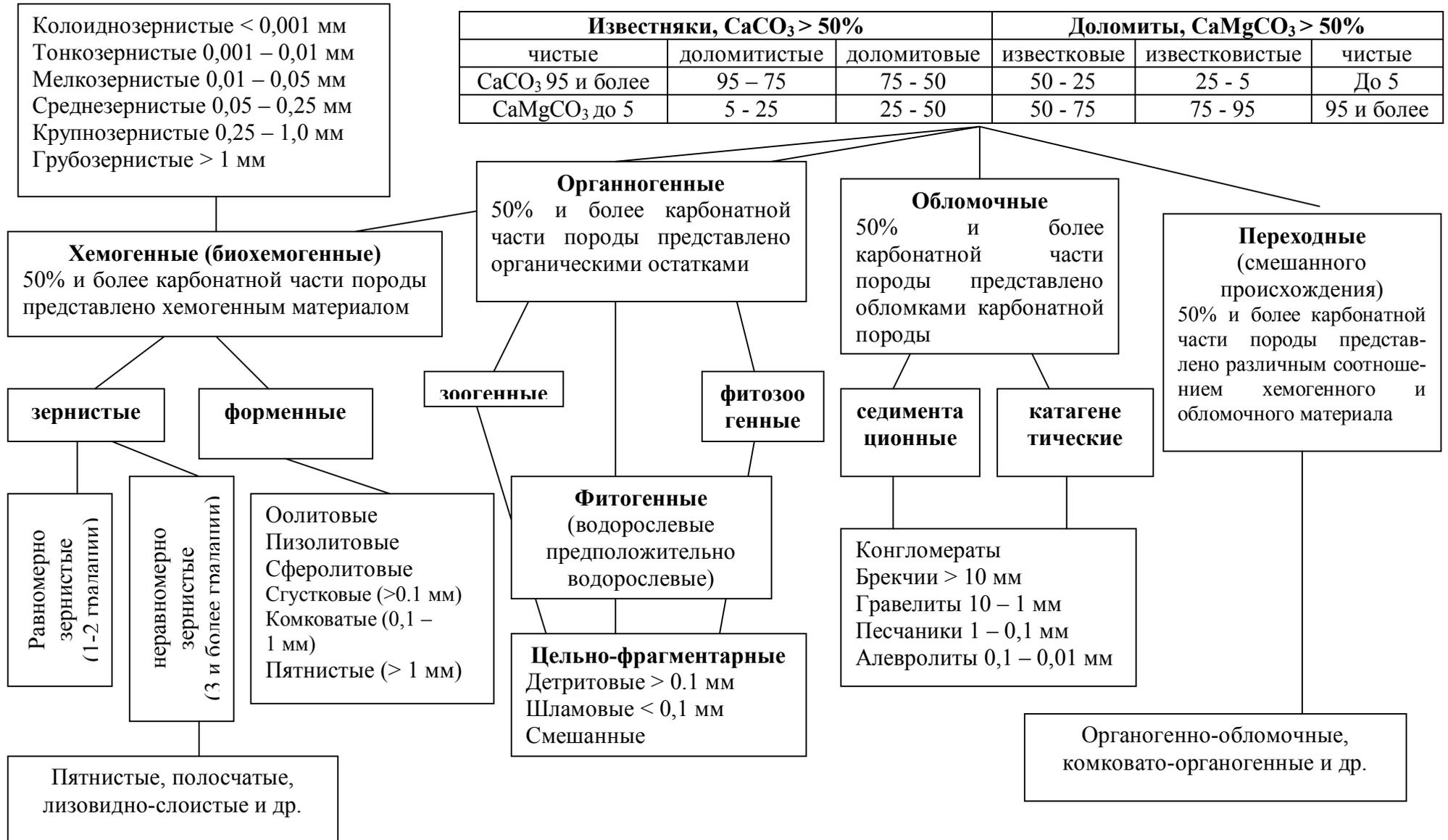
#### *IV. Переходная группа карбонатных пород*

К ней относятся породы, близкие по генезису к обломочным, но отлагавшиеся во время неустойчивого тектонического режима, характерного частыми колебаниями уровня дна бассейна осадконакопления.

Кроме того, к этой группе относятся также породы неясного генезиса, которые можно отнести как к хемогенным, так и к органогенным, а иногда и к обломочным. Например, известняки органогенно-обломочные, комковато-органогенные и др.

Классификационная схема известково-доломитовых пород, разработанная во ВНИГРИ, представлена в табл 1.

Классификационная схема известково-доломитовых пород (ВНИГРИ)



## **Вторичные преобразования карбонатных осадков (пород) и их роль в формировании структуры пустотного пространства**

За последние годы работами литологов, занимающихся изучением карбонатных пород-коллекторов показано, что серьезная оценка их ёмкостных и фильтрационных свойств невозможна без учета степени преобразованности этих пород вторичными, постседиментационными процессами. Выявление вторичных изменений и становление их последовательности в процессе преобразования карбонатных пород позволяет судить как о смене геохимических и физико-химических обстановок их существования, изменения первичной структуры, текстуры и первичного вещественного состава пород (осадков), так и о формировании и переформировании в связи с этим их пустотного пространства.

Основным методом для установления вторичных структурно-текстурных и минералогических преобразований карбонатных пород (осадков) является литолого-петрографический. Литолого-петрографический метод позволяет наметить общий ход последовательности проявления постседиментационных изменений в стадию диагенеза (в осадке) и катагенеза (в породе).

Изучение вторичных процессов и их роли в формировании емкостных и фильтрационных свойств карбонатных пород было проведено на большом фактическом материале по отложениям разного возраста, в регионах с различным геологическим строением, в частности: по отдельным районам Восточной Сибири, Северо-Запада Русской платформы, Башкирского Приуралья, Самарского Поволжья, Прикаспийской впадины, Восточного Предкавказья и другими территориям. Как показывают данные литолого-петрографических исследований, карбонатные породы указанных регионов, от нижнекембрийского до поздне мелового возраста, в своем геологическом развитии испытали широкий спектр различных постседиментационных преобразований, в частности: уплотнение, перекристаллизацию, аутигенное минералообразование, доломитизацию, сульфатизацию, кальцитизацию, окремнение, засоление, стилолитизацию, трещиноватость, выщелачивание.

Каждый из перечисленных вторичных процессов оказывал неоднозначное влияние на формирование структуры пустотного пространства на различных этапах литогенеза. Интенсивность их проявления в различных по структуре карбонатных породах, находящихся в неодинаковых геотектонических условиях, оказывается различной.

Прежде чем перейти к характеристике вторичных постседиментационных (диагенетических и катагенетических) преобразований осадков-пород, остановимся на

факторах седиментогенеза, диагенеза, катагенеза, которые способствовали формированию структуры пустотного пространства. К факторам седиментогенеза относятся: химический состав вод бассейна, климат (аридный, гумидный), гидродинамические условия бассейна седиментации, палеорельеф дна, близость источника сноса, тектонический режим бассейна, поверхностные температуры, давление. В седиментогенезе происходит осаждение хемогенных (биохемогенных), органогенных, водорослевых, детритовых, обломочных, оолитовых и других карбонатных илов, их переотложение, сортировка, укладка (упаковка) зерен, форменных элементов, образование первичного цемента. В седиментогенезе осуществляется заложение первичной, седиментационной пористости, обусловленной условиями и процессом осадконакопления и первичной структурой осадка.

На стадии диагенеза и в катагенезе формирование емкости определяется диагенетическими и катагенетическими изменениями, происходящими соответственно в осадке и в породе и приводящими к образованию постседиментационной, вторичной пористости.

К факторам диагенеза относятся: химический состав иловых (поровых) вод насыщенных кислородом, углекислым газом; окислительно-восстановительный потенциал среды осадка, наличие органического вещества, пониженная температура, близкая к поверхностной. Давление низкое, до несколько десятков атмосфер. Глубина десятки (сотни?) метров ниже дна водоема. В процессе диагенеза происходит дегидратация осадка, его уплотнение, перекристаллизация, образование диагенетических трещин. В результате взаимодействия составных компонентов осадка с иловыми (поровыми) водами и ОВ, находящимся в нем, идут процессы аутигенного минералообразования, проявляющиеся в доломитизации, кальцитизации, сульфатизации, окремнении, засолонении и т.п.

К факторам катагенеза относятся: температура, давление, химический состав и степень минерализации подземных вод, их динамика, щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные свойства среды, продолжительность воздействия этих факторов на породу, тектонические напряжения, наличие органического вещества. Выделяется начальный и глубинный катагенез, прогрессивный (с опусканием) и регрессивный (с подъемом). Начальный катагенез характерен для отложений платформ, краевых прогибов. Глубина погружения 1500 - 2000 м. Температура 50 - 60<sup>0</sup>С, давление до 500 атм. Глубинный катагенез характерен для нижней части разреза осадочного чехла платформ, краевых прогибов, реже - периферийных зон геосинклинальных областей. Глубина погружения до 5000 - 6000 м, температура 150 - 200<sup>0</sup>С, давление до 1500 атм.

Для катагенеза характерно дальнейшее уплотнение породы, цементация, перекристаллизация, доломитизация, сульфатизация, окремнение, раздоломичивание, засоление, тектоническая трещиноватость, стилолитизация, выщелачивание.

В стадию катагенеза происходят те же процессы, что и в диагенезе, но уже в литифицированной породе под влиянием подземных вод и углеводородов при соответствующих термобарических условиях. Под влиянием тектоники образуются трещины тектонического происхождения, вдоль которых при благоприятных условиях формируются вторичные поры выщелачивания.

Ниже приводится характеристика постседиментационных процессов, оказывающих наиболее существенное влияние на формирование пустотного пространства карбонатных пород.

#### *Перекристаллизация*

Почти все породы в той или иной степени перекристаллизованы. Мы, вслед за большинством петрографов, понимаем под термином "перекристаллизация" процессы, ведущие к увеличению размеров перекристаллизуемых зерен без изменения минерального состава пород (осадков). Механизм перекристаллизации сводится к частичному растворению, перераспределению и осаждению вещества, приводящему к изменению структурно-текстурных особенностей пород (осадков). Причиной перекристаллизации является стремление вещества к уменьшению поверхностной энергии, что достигается при возрастании величины зерен (Д.П. Григорьев, 1956). Быстрее растворяются более мелкие зерна карбоната с малыми поверхностями контактов, направленных перпендикулярно давлению.

На перекристаллизацию и растворимость карбонатных пород, как известно из работ Г.А. Каледы, Д.С. Соколова, Л.П. Гмид, В.Н. Калачевой, С.Ш. Леви, большое влияние оказывают примеси глинистого, кремнистого, органического вещества, которые создают вокруг карбонатных зерен непроницаемую коллоидальную пленку и тем самым не только замедляют процессы растворения и перекристаллизацию, но запечатывают на ранних этапах литогенеза имеющиеся в породах пустоты и трещины. Позднее, когда осадок литифицируется и превращается в породу, некоторые примеси придают ей хрупкость и, если на такую породу оказывают воздействие тектонические напряжения, она растрескивается. По трещинам и ослабленным зонам образуются вторичные поры выщелачивания, порода становится относительно более пористой и проницаемой.

Г.А. Каледа, Е.А. Калистова выделяют четыре основных фактора перекристаллизации:

- степень чистоты пород от примесей, затрудняющих процесс,
- структурно-текстурные особенности пород,
- агрессивность подземных вод к вмещающим породам,
- температура и давление.

Руководствуясь указанными критериями, Г.А. Каледа построил обобщающую кривую интенсивности перекристаллизации карбонатных пород при катагенезе и метаморфизме, которая отражает положительное влияние на степень перекристаллизации высокой активности подземных вод (зона активного водообмена) и жестких термобарических условий (зона метаморфизма). Кроме того, на степень перекристаллизации карбонатных пород оказывает влияние их залегание на различных элементах структуры и в приразломных зонах.

Перекристаллизация в различных структурно-генетических типах карбонатных пород проявляется по-разному. Например, первичные тонкозернистые известняки оказываются менее перекристаллизованными, чем тонкозернистые доломиты, последние, поэтому являются часто и более пористыми. Это объясняется тем, что кристаллы кальцита в известняке под влиянием давления обладают тенденцией ориентировать свои оси "С" параллельно напластованию. В доломитах кристаллы и их оси ориентированы беспорядочно, что приводит к более рыхлой упаковке зерен. Полезная емкость первичных известняков, обязанная процессу перекристаллизации, не превышает 3 - 5%, в то время как в перекристаллизованных (изначально первичных, седиментационных) доломитах она может достигать 10 - 15% и более.

#### *Доломитизация*

Относится к распространенному процессу, способствующему преобразованию карбонатных пород, и может протекать на самых различных этапах от раннего диагенеза и до позднего катагенеза и метаморфизма (см. выше).

Доломитизация приводит не только к изменению первичного вещественного состава осадков (пород), но и их структурно-текстурных особенностей. Под влиянием доломитизации происходят изменения и в структуре пустотного пространства. Широко распространено мнение, что доломитизация всегда сопровождается увеличением пористости. Основанием этому служит выдвинутая Эли де Бомоном (1937) гипотеза молекулярного замещения известняка доломитом по принципу "молекула на молекулу". Однако, фактические данные, полученные в последнее время показывают, что связь между процессом доломитизации и пористостью оказывается более сложной. В одних случаях доломитизация приводит к увеличению пористости, в других нет. Это особенно отчетливо проявляется в

биогермных породах, которые изучались нами в палеозойских отложениях Тимано-Печорской провинции, Волго-Урала и Прикаспийской впадины.

Во вторичных доломитах, образующихся по биогермным известковым илам (породам), как показывает анализ фактического материала, выделяются две генерации доломитовых зерен, отличающихся размером, морфологией и характером упаковки. К первой, более ранней генерации относятся зерна доломита ксеноморфной (многогранной) формы, непрозрачные, серого, желтовато-серого цвета, плотно упакованные, с удлиненными, вогнуто-выпуклыми (конформными, инкорпорационными) контактами.

Ко второй - зерна доломита идиоморфной, в основном, ромбоэдрической формы, с произвольной упаковкой (вершина с гранью, грань с ребром). Они рыхло упакованы, светло-серого, серого, желтовато-серого цвета со свободными точечными контактами. В скоплениях указанных зерен доломита широко развиты вторичные, межзерновые поры доломитизации-перекристаллизации размером 0,012 - 0,05 мм, угловатой формы. Стенками пор являются ровные грани кристаллов доломита, не затронутые растворением. Большая часть вторичных пор доломитизации-перекристаллизации оказывается заполненной коричневым, темно-коричневым, иногда почти черным твердым битумом и не является эффективной. Лишь незначительная часть вторичных пор доломитизации-перекристаллизации остается эффективной - открытой или заполненной легким, желтым битумом (нефтью).

Генезис зерен доломита первой генерации связывается нами с метасоматическим замещением (в стадию диагенеза) в мелководно-шельфовой зоне первичного известкового органогенного (биогермного) ила доломитом, при условии повышенного содержания в иловой (поровой) воде солей магния, резко щелочной среде осадка ( $\text{pH} = 8 - 9$ ), с последующей перекристаллизацией его в стадию позднего диагенеза и в катагенезе.

Происхождение зерен доломита второй генерации, иногда имеющих зональное строение Г.И. Теодорович объясняет медленным ростом (кристаллизацией) из поровых растворов, в условиях близких к нормальным. Процесс сопровождается растворением кальцита и наиболее "дефектных" зерен метасоматического доломита и в ряде случаев завершается частичным растворением новообразных кристаллов. Для того, чтобы интенсивней шел процесс растворения, необходима проницаемая структура "жесткого каркаса" препятствующая уплотнению произвольно ориентированных зерен доломита идиоморфной, ромбоэдрической формы.

В катагенетически доломитизированных известняках нередко отмечается приуроченность скоплений межзернового битума желтовато-коричневого цвета к участкам

интенсивной доломитизации, а в отдельных случаях окрашивание битумом ромбоэдров доломита или их частей (центральных, промежуточных и периферических) в светло-желтый цвет. Пигментация ромбоэдров доломита битумом связана с адсорбционными свойствами кристаллов, захватом битума кристаллической решеткой по граням роста. Иногда наблюдаются вторичные поры выщелачивания внутри крупных (0,50 - 0,60 мм) ромбоэдров доломита, имеющих зональное строение. На стенках вторичных пор выщелачивания, по зонам роста, плоскостям спайности кристаллов доломита отмечаются также примазки светло-коричневого битума. Эти данные позволяют предполагать, что со стадией катагенетической доломитизации можно связывать проникновение битума в породы совместно с подземными водами. Зональное проявление пигментации доломита битумом указывает на прерывистость (пульсационный характер) битумонасыщения.

Полезная емкость вторичных доломитов определяется в основном вторичными порами выщелачивания, располагающимися в матрице и вдоль открытых трещин. Вторичные же поры доломитизации-перекристаллизации в большинстве случаев, как было сказано выше, оказываются неэффективными, заполненными твердым неподвижным битумом.

Подытоживая современные представления о роли доломитизации в формировании пустотного пространства карбонатных пород Л.Н. Капченко подчеркивает, что этот процесс зависит от степени сцементированности доломитизированных пород и их уплотняемости при последующем погружении. Он различает три основные ситуации:

- доломитизация в раннем, частично в позднем диагенезе, протекающая в несцементированных илах, практически не оказывает влияния на пористость образующихся из илов пород, т.к. возникающие поры при замещении кальцита доломитом между отдельными кристаллическими зернами при уплотнении сжимаются (также, как и при уплотнении кальцитовых илов);

- доломитизация в карбонатных слабосцементированных породах (особенно содержащих крупные обломки раковин) на стадии позднего диагенеза способна в какой-то степени влиять на пористость формирующихся пород, т.к. сцементированные агрегаты и обломки раковин обладают повышенной прочностью на сжатие при последующем уплотнении;

- доломитизация в достаточно прочном каркасе (рифовые массивы на всех стадиях и все карбонатные породы на стадии катагенеза) способна обеспечить повышенную пористость доломитизированных пород, и степень этого повышения (при прочих равных условиях) зависит от полноты доломитизации. Сказанное относится только к метасоматическим

доломитовым известнякам и доломитам. В тех случаях, когда доломитовое вещество заполняет трещины или иные пустоты коллектора, его ёмкостные и проводящие свойства снижаются (Т.И. Федоренко, Л.А. Климова, М. Линч, З. Аль-Шайеб, 1991).

Влияние метасоматической доломитизации известняка на его пористость оценивалось С.Г. Вишняковым, С.П. Корсаковым и др. При неизменности прочих факторов, влияющих на коллекторские свойства, доломитизация может увеличивать пористость на величину до 10-13% абс. По расчетам Л.Н. Капченко, эффект доломитизации зависит от пористости известняка до этапа доломитизации. Известняк с пористостью 30%, подвергающийся полной доломитизации, увеличивает пористость на 9%, то есть в 1,3 раза. Если пористость известняка составляет 5%, то разившийся по нему доломит может увеличить пористость на 11,7% абс., то есть в 3,3 раза, хотя скорость процесса самой доломитизации во втором случае (меньшая проницаемость) будет ниже, чем в первом.

Положительное влияние доломитизации на коллекторские свойства карбонатных пород в различных нефтегазоносных регионах отмечали многие исследователи.

С.П. Корсаков и др.[1973] предложили уравнение связи между открытой пористостью % (y) и содержанием доломита в карбонатной породе % (x)

$$Y = 0,107 x + 1,8$$

Коэффициент корреляции при этом составил + 0,81. Б.Е. Фельдманом показана отчетливая положительная связь этих величин графическим путем. Нами [Гмид, Булач, 1980] было установлено, что доломитизация как положительный фактор будет ощутимо проявляться только тогда, когда породообразующий кальцит более чем на 70 % замещается вторичным доломитом.

#### *Выщелачивание*

Процесс растворения и выноса растворенного материала, происходящий в породах преимущественно карбонатных, на протяжении всего геологического времени, пока в них циркулируют растворители, непрерывно меняет при этом характер пустотного пространства этих пород, величину их пористости и степень проницаемости. Растворимость карбонатных пород (осадков) разного генезиса протекает с различной интенсивностью.

Большое влияние на растворимость карбонатных пород (осадков) оказывает парциальное давление  $CO_2$ , содержащегося в поровых (иловых) водах, и наличие в осадке органического вещества. На стадии катагенеза выщелачивание определяется химическим составом, растворяющей способностью подземных вод, скоростью их движения, интенсивностью трещиноватости и наличием в подземных водах углеводородов.

Как известно, наибольшей химической активностью в карбонатных породах обладают углекислые воды. По растворимости карбонатные минералы обычно размещаются в следующей последовательности: арагонит, кальцит, доломит, магнезит. Однако не исключена возможность и нарушения этой последовательности, обусловленной специфическим химизмом подземных вод.

Увеличение пористости происходит в тех участках породы, где скорость растворения превышает интенсивность вторичного выпадения веществ в осадок. Часть растворенного материала переотлагается в других участках породы, образуя цемент, уменьшая пористость, часть его выносится по трещинам и поровым каналам.

В связи с тем, что наиболее богатыми углекислотой (наиболее кислыми) являются приповерхностные воды, процессы растворения наиболее интенсивно протекают в зоне гипергенеза, поэтому при изучении коллекторских свойств пород, особенно карбонатных, пристальное внимание следует уделять участкам и зонам разреза, приуроченным к внутриформационным перерывам, ибо здесь можно ожидать появления улучшенных коллекторов, образование которых обязано как процессам выщелачивания, так и выветриванию.

#### *Кальцитизация*

Выражается главным образом в заполнении первичных и вторичных пор, каверн и трещин аутигенным кальцитом. Проявляется она на различных этапах литогенеза - в диагенезе (осадке) и катагенезе (породе). В раннем диагенезе, в результате повышения концентрации биокарбоната в иловой (поровой) воде, может происходить метасоматическое замещение доломитовой массы или форменных элементов крупными монокристаллами кальцита. Данный процесс может происходить и в твердой породе, в стадию катагенеза. Интенсивная метасоматическая кальцитизация доломитов приводит к образованию вторичных известняков.

Физико-химическое выпадение  $\text{CaCO}_3$  из растворов связано с повышением его концентрации, которая возникает в результате смешения пресных вод с солёными. В донных осадках осаждение аутигенного кальцита из растворов происходит при разложении бактериями органического вещества, которое сопровождается образованием  $\text{CO}_2$ , аммиака, сероводорода и т.п. В результате в осадке образуются зоны с различным рН и неодинаковым составом флюидов.

Перемешивание донных осадков волнами или роющими организмами может привести к смешению поровых флюидов с различными физико-химическими свойствами. В результате происходит выпадение  $\text{CaCO}_3$  из растворов (Чилингар, Биссел, Вольф).

Н.М. Страхов отмечает, что на самых ранних стадиях диагенеза в результате поглощения организмами свободного кислорода из иловой воды происходит изменение среды осадка - из окислительной она превращается в восстановительную, рН ее понижается, позднее в связи с повышением рН кальцит выпадает в осадок. Таким образом, уже на ранних стадиях преобразования осадков происходит запечатывание в них первичных пор кальцитом.

К раннему проявлению процесса кальцитизации относится образование регенерационных кальцитовых каемок вокруг члеников криноидей, крустификационного и инкрустационного цементов вокруг форменных элементов. В ряде случаев инкрустационные корки сливаются образуя зачаточные сферолиты с радиальнолучистым строением.

Образование аутигенного кальцита происходит и в стадию катагенеза (в породе). Оно проявляется в заполнении пор, каверн и трещин кальцитом, осаждающимся из подземных бикарбонатно-кальциевых вод.

Многие исследователи отмечают (К.Б. Аширов, М.А. Алексеева, Р.С. Сахибгареев), что интенсивное выпадение катагенетического кальцита часто в ассоциации с твердым битумом происходит в зоне ВНК.

Выпадение аутигенного кальцита на всех стадиях литогенеза приводит к снижению коллекторских свойств пород. Сильнее кальцитизируются пористые породы на границе с непористыми. Это происходит, по-видимому, в результате того, что на границе со слабо проницаемыми слоями замедляется скорость фильтрации пластовых вод, которые пересыщаются карбонатом кальция, вынесенным из более проницаемых участков; последний начинает выпадать в осадок запечатывая пустоты.

### *Сульфатизация*

Процесс метасоматического замещения кальцита, доломита и других минералов гипсом, ангидритом, целестином, а также выполнение ими пор, каверн и трещин. Сульфатизация, как и отмеченные выше постседиментационные процессы, может происходить на различных этапах литогенеза - в осадке (диагенез), породе (катагенез). Наиболее активно сульфатизация протекает при значительной минерализации пластовых вод сульфатно-кальциевого-магниевого состава.

Многие исследователи считают, что процесс сульфатизации, как правило, отрицательно влияет на формирование коллекторских свойств пород. Но известны случаи, когда

интенсивно сульфатизированные трещиноватые доломиты становятся пористо-проницаемыми за счет повышенной трещиноватости и связанными с нею вновь образованными порами выщелачивания, приуроченными к сульфатизированным участкам.

*Окремнение и кремнистость.*

Окремнение - вторичный метасоматический процесс замещения карбонатных и других минералов или их агрегатов кремнеземом в осадке и в породе и заполнении им пор, каверн и трещин. Кремнистость характеризует присутствие первичного, седиментационного кремнезема, который может иметь биогенное и абиогенное происхождение. Породы, сложенные первичным кремнеземом или с заметным его содержанием, представленным опалом или кристобалитом, характеризуются достаточно высокой первичной пористостью благодаря глобулярной структуре этих минералов. По размеру эти поры относятся к капиллярным и субкапиллярным. При воздействии на кремнистые и окремненные породы щелочных вод ( $\text{pH} = 8$ ) происходит частичное растворение кремнезема с образованием вторичных пор выщелачивания.

Кремнезем придает породам хрупкость и способствует их растрескиванию при испытываемых напряжениях. Трещины обеспечивают сообщаемость первичных и вторичных пор.

Показатели диагенетической и катагенетической преобразованности осадков (пород) разработаны пока недостаточно. С определенной долей условности ими могут быть размер зерен карбонатных минералов и степень их прозрачности. Принято считать, что тонкозернистый кальцит и доломит с размером зерен менее 0,01 мм являются первичными, седиментационными. В стадии диагенеза и катагенеза происходит их перекристаллизация. Перекристаллизованные зерна имеют размер более 0,01 мм.

Зерна карбонатных минералов, перекристаллизованные в диагенезе, обычно непрозрачные, что объясняется примесью в них тонкозернистого, не до конца ассимилированного карбоната и частиц глинистого вещества. Зерна карбонатных минералов, испытавших перекристаллизацию в катагенезе, характеризуются более крупным размером и прозрачностью.

К катагенетическим относятся процессы кальцитизации, доломитизации, окремнения, засолонения, проявляющиеся в заполнении пор, каверн и трещин вышеотмеченными вторичными минералами или (и) окисленным битумом и нефтью. Парагенезис аутигенных минералов с твердым битумом и пиритом относится к заведомо катагенетическому процессу.

Из вышеперечисленных процессов наиболее существенную роль в формировании полезной емкости пород играет выщелачивание. Влияние процессов перекристаллизации, доломитизации-перекристаллизации, как уже говорилось, нужно рассматривать в конкретных геологических условиях, ибо роль их не однозначна. Неблагоприятно влияют на формирование коллекторских свойств пород уплотнение, кальцитизация, сульфатизация, засоление и в ряде случаев окремнение.

### **Емкостное пространство карбонатных пород**

Формирование емкостного пространства в карбонатных породах (пор, каверн, трещин) происходит на различных этапах литогенеза - в седиментогенезе, диагенезе (осадке) и эпигенезе (породе).

Условно седиментационные поры относятся к первичным, поры связанные с диагенетическими и эпигенетическими преобразованиями - к вторичным.

Формирование седиментационных пор определяется гидродинамической средой осадконакопления, размером, формой, сортировкой породообразующих компонентов, их упаковкой, характером контактов между ними (свободные, удлиненные, стилолитовые), составом и количеством цементирующего вещества.

Образование вторичных пор тесно связано с генезисом самих пород, их структурными особенностями, характером и степенью постседиментационной преобразованности, трещиноватостью.

Основными постседиментационными процессами положительно влияющими на формирование вторичного порового пространства являются: перекристаллизация кальцита, доломитизация – перекристаллизация доломита, трещиноватость, выщелачивание.

Среди пор выделяются эффективные, принимающие участие в фильтрации углеводородов, и неэффективные. К эффективным относятся открытые поры, сообщающиеся между собой с помощью поровых каналов и трещин. К неэффективным - изолированные поры, выполненные минеральным веществом (кальцитом, доломитом, ангидритом, галитом и др. минералами), неподвижным или малоподвижным битумом коричневого, черного цвета или одновременно битумом и минеральным веществом.

Ниже приводятся морфологические особенности генетических типов пор, присущих карбонатным породам-коллекторам.

*Седиментационные поры.* Представляют промежутки между тонкими (менее 0,01 мм) зернами кальцита, доломита в тонкозернистых карбонатных породах хомогенного и

биохемогенного происхождения или в тонкозернистом цементе карбонатных пород с преобладанием форменных элементов.

Размер седиментационных пор меньше зерен карбоната, форма изометричная, связь между порами осуществляется с помощью межзерновых каналов, длина которых равна размеру пор или меньше их.

В карбонатных породах с преобладанием форменных элементов первичными седиментационными порами являются промежутки между органическими остатками, их обломками, комками, сгустками, оолитами, обломками пород, не затронутых растворением. Такие поры называются межформенными.

К первичным внутриформенным порам относятся камеры фораминифер, мшанок, септы кораллов и т.п.

Сообщаются поры посредством межформенных каналов, длина которых не превышает размеры пор. Распределяются в породе межформенные седиментационные поры равномерно или неравномерно.

*Поры диагенетической перекристаллизации кальцита, доломитизации–перекристаллизации доломита.* Представляют промежутки угловатой формы между мелкими (0,01 - 0,05 мм) и средними (0,05 - 0,25 мм) зернами кальцита или доломита, образующими основную массу породы или цемент карбонатных пород с преобладанием форменных элементов. Стенками пор являются грани кристаллов карбонатных зерен.

Размер пор равен или меньше размера зерен карбоната.

Располагаются поры диагенетической перекристаллизации кальцита, доломитизации–перекристаллизации – доломита в породе равномерно или неравномерно.

*Поры катагенетической перекристаллизации кальцита, катагенетической доломитизации–перекристаллизации доломита.* Представляют промежутки угловатой формы между зернами кальцита или доломита размером 0,25 мм, составляющими основную массу породы или цементирующее вещество в известняках с преобладанием форменных элементов.

Размер пор равен или меньше размера зерен вмещающего карбоната, колеблется от 0,1 до 0,25 мм. Стенками пор являются достаточно ровные грани кристаллов кальцита или доломита, не подвергшихся растворению. Связь между порами осуществляется межзерновыми каналами, длина которых меньше или равна размеру пор. Распределяются поры в породе довольно равномерно.

*Поры выщелачивания.* Связаны с растворением и выносом карбонатного вещества из породы. Образуются в стадию позднего диагенеза и в катагенезе, однако различить их по генезису не всегда возможно.

Образование пор выщелачивания связано с полным или частичным растворением форменных элементов, цементирующего вещества, аутигенных минералов разных генераций. Процесс растворения может происходить в результате диффузии вещества или благодаря циркуляции агрессивных растворов по межпоровым каналам, трещинам, стилолитовым швам, плоскостям напластования.

Форма пор выщелачивания самая разнообразная: округло-изометрическая, удлиненная, щелевидная, лапчатая, угловатая, рукавообразная. Размер пор выщелачивания обычно больше или равен размеру форменных элементов (0,05 - 1 мм), пустоты более 1 мм относятся к кавернам.

Располагаются поры выщелачивания между форменными элементами или внутри их, на месте растворенного и выщелоченного агрегата зерен цементирующего вещества, вдоль открытых, внутри минеральных трещин, или приурочены к стилолитовым швам. Поры выщелачивания могут быть унаследованными или вновь образованными.

### Литература

*Багринцева К.И.* Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М. 1999, 282 с.

*Белонин М.Д. и др.* Карбонатные породы фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России и ее сопредельных территорий. СПб.: Недра, 2005, 206 с.

*Гмид Л.П., Булач М.Х.* Роль доломитизации в формировании пористости силурийских отложений северо-востока Тимано-Печорской провинции. Л., Тр. ВНИГРИ, 1980. С. 64 - 75.

*Гмид Л.П., Леви С.Ш.* Атлас карбонатных пород-коллекторов. Л., Недра, 1972, 200 с.

*Зуйкова О.Н., Ботвинник П.В.* Коррелятивные значения кальцисферид при стратиграфии верхнемеловых отложений восточной части Терско-Сунженской нефтегазоносной области // Вопросы геологии и нефтегазоносности северо-восточного Кавказа. СевКавНИПИнефть, вып. 45, 1986. С. 14 – 17.

*Каледа Г.А. и др.* К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород. Тр. МГРИ, т. 33, 1958.

*Корсаков С.П. и др.* О влиянии эпигенетических процессов в карбонатных породах на возникновение вторичной емкости (на примере месторождений Средней Азии) // Карстовые коллекторы нефти и газа. Пермь, 1973. С. 148 - 149.

*Кузнецов В.Г.* Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. ГЕОС, М., 2003, 259 с.

*Меннер В.В.* Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989, 133 с.

*Соколов Д.С.* Формирование пористости и кавернозности растворимых пород. Изв. ВУЗ, геол. и разв., N 1, 1958. С. 54 - 66.

*Тафт У.К.* Карбонатные породы / Под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела, Р. Фэйрбриджа. М.: Мир, 1970. т.1, 396 с., т. 2, 267 с.

**Рецензент:** Ульмасвай Феликс Салямovich, доктор геолого–минералогических наук.