

ЦИФРОВАЯ ФОРМАЛИЗАЦИЯ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ПАРАМЕТРОВ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НА ОСНОВЕ ФУРЬЕ-АНАЛИЗА

В.А. Кузьмин
Институт проблем нефти и газа РАН
e-mail: kuzminva@mail.ru

Введение

Карбонатные породы имеют кристаллическое полидисперсное микростроение, которое тесно связано с катагенетическими преобразованиями. Процессы, происходящие при этом, подробно изложены в литературе [1–6]. Согласно этим данным, породы в период катагенеза претерпевают значительные трансформации, связанные с перекристаллизацией, доломитизацией, выщелачиванием, сульфатизацией, аутигенным минералообразованием и многими другими факторами. Одним из наиболее распространенных процессов катагенеза является перекристаллизация пород, захватывающая с ростом глубины залегания многие пелитоморфные и микрозернистые породы. При перекристаллизации в карбонатных породах происходит укрупнение зерен при сохранении минерального состава, но в ряде случаев минеральный состав изменяется, например, при переходе неустойчивых метастабильных модификаций арагонита и высокомагнезиального кальцита в устойчивые низкомагнезиальный кальцит и доломит. Считается, что тонкозернистый кальцит и доломит с размером зерен менее 10 мкм являются первичными, седиментационными, а перекристаллизованные в катагенезе зерна имеют размер более 10 мкм. Оценки роли перекристаллизации в изменении ФЕС у разных авторов различны, большинство полагают, что перекристаллизация обычно снижает емкость коллекторов, но иногда приводит к ее возрастанию и увеличивает емкость известняков и доломитов [5].

Размер кристаллов карбонатной матрицы колеблется в широких пределах и является классификационным признаком, так как с ним связаны многие свойства породы. В структурных классификациях карбонатные породы подразделяются на грубо-, крупно-, средне- и мелкозернистые, также выделяются еще микро- или тонкозернистые, а иногда криптозернистые, пелитоморфные и коллоидальные. При этом у разных авторов к среднезернистой градации относятся зерна размерами как 0,5–0,25 [7], так и 0,5–0,1 мм [Швецов М. С., 1948 г.]. Л. В. Пустовалов (1940 г.) предлагает единую размерную группу

от 1 до 0,1 мм как мезокристаллическую. Причиной отсутствия четкой конкретизации является полидисперсность реальных пород и субъективная оценка зернистости.

Петрографическими методами охарактеризовать средний размер зерен в сцементированных полидисперсных породах, каковыми являются практически все карбонатные породы, можно только приблизительно. Для этого обычно используется оптическая и иногда растровая электронная микроскопия. Метод оптической оценки размеров зерен (распределения по размерам) до конца не разработан, так как случайные срезы кристаллов и зерен неопределенной формы и размеров в плоскости шлифа не позволяют иметь реальный закон распределения микроструктурных элементов.

В последние годы все большее распространение в различных исследованиях приобретают цифровые технологии оценки различных параметров. В этой связи становится актуальным анализ дисперсности микроструктурных элементов строения карбонатных пород путем применения цифровых технологий, с использованием современного оборудования. Наиболее перспективным для этого является применение интегральных цифровых характеристик на основе анализа электронно-микроскопических изображений микростроения пород.

Объекты и методы исследования

В настоящее время растровая электронная микроскопия успешно применяется при решении достаточно сложных проблем реконструкции условий формирования карбонатных пластов, которые связаны с влиянием большого количества факторов седиментогенеза и литогенеза, а также наложенных процессов преобразования минерального состава и микроструктурных изменений. Имеющиеся в литературе данные о применении компьютеров для подсчета размеров элементов микростроения (зерен и кристаллов) по данным оптической и электронной микроскопии показывают, что эта проблема далека от разрешения. Широкое использование количественных методов при изучении карбонатных пород в растровом электронном микроскопе (РЭМ) сдерживается тем, что морфологические исследования микроструктуры проводятся в режиме «вторичные электроны» на сколах образцов, которые из-за высокой прочности и зернистого строения карбонатных пород имеют очень грубый рельеф. Кроме того, на полутоновых РЭМ-изображениях разнофокусного микрорельефа сколов, выделение границ наложенных с перекрытием зерен формализованным способом практически невозможно, поэтому результаты обобщенного анализа основываются на субъективной

оценке. В связи с этим, разработка количественных методов исследования параметров микростроения карбонатных пород на основе анализа РЭМ-изображений имеет очень большое значение. В некоторых случаях количественный анализ размеров элементов микростроения решен путем разработки специальных методик исследования. Например, для количественной оценки параметров порового пространства используются компьютерные технологии [8, 9]. Что касается количественных методов оценки элементов микростроения пород, то в этом направлении перспективным является метод Фурье-анализа, основанный на оценке интегральных признаков, который был применен для глинистых пород в работе [10]. Для оценки дисперсности глинистых пород авторы разработали и применили специальную программу, реализующую алгоритмы дискретного преобразования Фурье (ДПФ) и быстрого преобразования Фурье (БПФ) для полутоновых вторично-электронных РЭМ-изображений. Рассчитанные интегральные значения дисперсности и анизотропии были использованы для классификации глин.

Дискретное преобразование Фурье (ДПФ) является достаточно информативным инструментом для изучения полутоновых цифровых РЭМ-изображений. Для вычисления ДПФ используется выражение:

$$F(u, v) = \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} \sum_{k=0}^{N-1} f(j, k) \exp\left\{-\frac{2\pi i}{N}(u_j + v_k)\right\} \quad (1)$$

где u, v – пространственные частоты, j, k – координаты элемента матрицы изображения, $f(j,k)$ – матрица изображения размера $N \times N$.

Так как коэффициенты, полученные в результате ДПФ (1), – комплексные числа, то на практике используется энергетический спектр, который вычисляется по формуле:

$$|F(u, v)| = \sqrt{(\operatorname{Re} F(u, v))^2 + (\operatorname{Im} F(u, v))^2}, \quad (2)$$

а фазовый спектр по формуле:

$$\operatorname{ang} F(u, v) = \operatorname{arctg}\left(\frac{\operatorname{Im} F(u, v)}{\operatorname{Re} F(u, v)}\right). \quad (3)$$

Приведенные математические операции реализуются посредством цифровых технологий формирования и обработки изображений и более простого для вычислений алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ).

В качестве интегрального показателя величины размеров кристаллов и зерен для полидисперсной системы элементов микростроения породы применяется величина параметра дисперсности D , которая определяется как отношение интегралов энергетического спектра Фурье по кольцевым сегментам соответственно [11]. На рис. 1 приведен спектр Фурье РЭМ-изображения и графически показаны интегралы по кольцевым сегментам в виде площадей гармоник S_1 и S_3', S_3'' с 1-й до 10-й и с 20-й до 30-й. В данном случае параметр дисперсности может быть рассчитан из выражения: $D=S_1/(S_3'+S_3'')$.

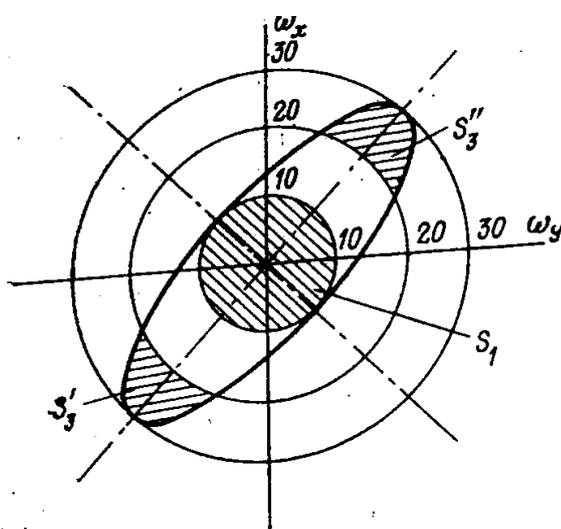


Рис. 1. К расчету параметра дисперсности D по спектру Фурье по В.И. Осипов и др. [10]

Физический смысл параметра D заключается в интегральной оценке степени крупности структурных элементов, для увеличения в 1000 раз показатель D будет характеризовать отношение числа структурных элементов (кристаллов и зерен) размером более 10 мкм к числу структурных элементов от 3 до 5 мкм.

Как показали проведенные исследования, параметр дисперсности, рассчитанный как отношение интегралов энергетического спектра Фурье по кольцевым сегментам для гармоник различного диапазона, применительно к карбонатным породам также достаточно информативен [12].

Пример анализа микростроения известняков карбонатных пород-коллекторов из продуктивных отложений Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (ОНГКМ) с различными размерами слагающих породу зерен показан на рис. 2 и 3, на которых приведены РЭМ-изображения во «вторичных электронах» сколов доломита (обр.

1-42) и известняка (обр. 1-144), полученных в автоэмиссионном растровом электронном микроскопе с полевой эмиссией катода и с разрешением 1 нм. Также приведены графики распределения интенсивностей и энергетические спектры Фурье.

Из приведенных примеров видно, что параметр дисперсности D достаточно хорошо фиксирует наличие разных размеров кристаллов и зерен (полидисперсность) на сколах карбонатных пород (для образца 1-42 $D=2,562$ и для образца 1-144 $D=3,141$).

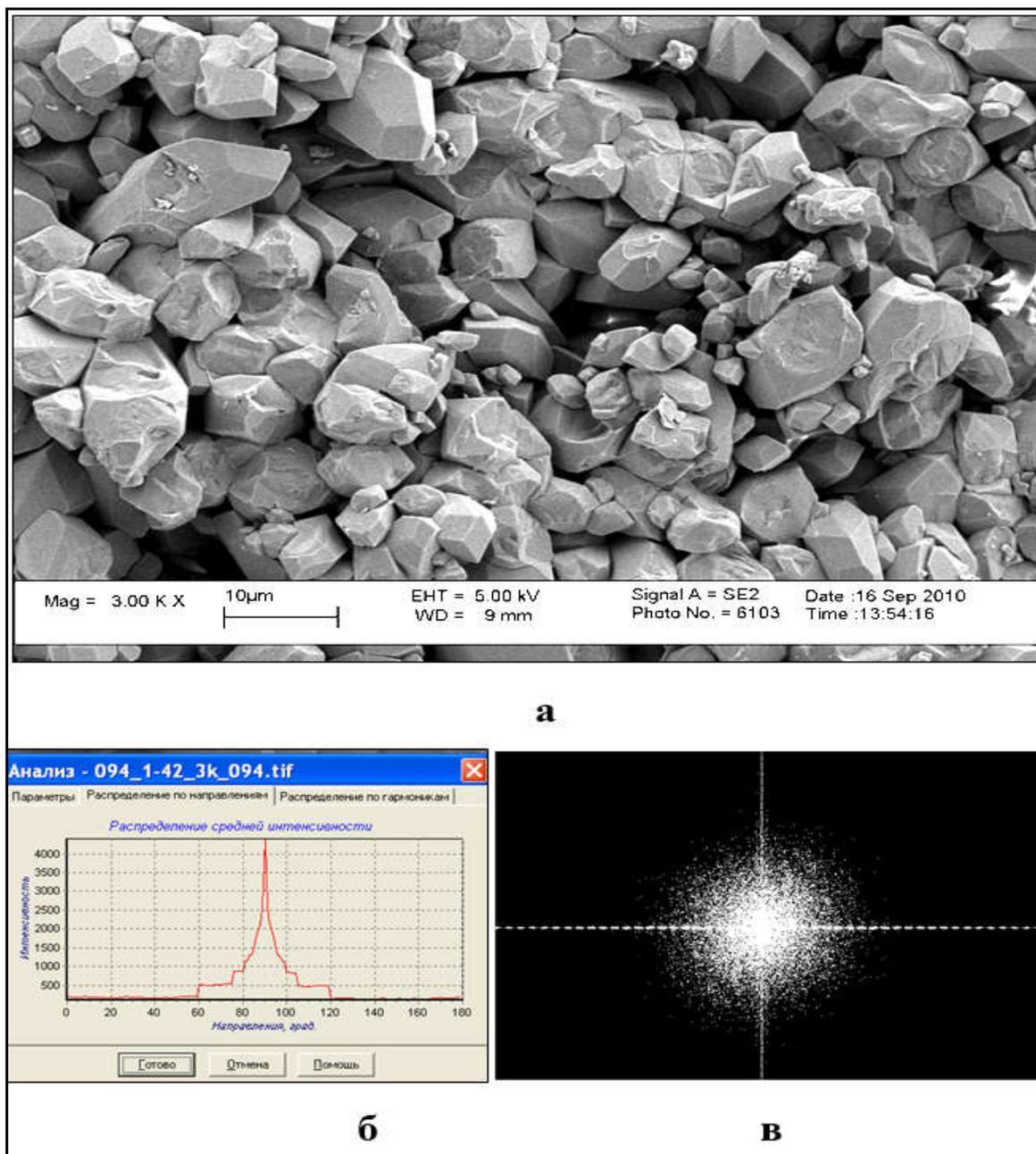
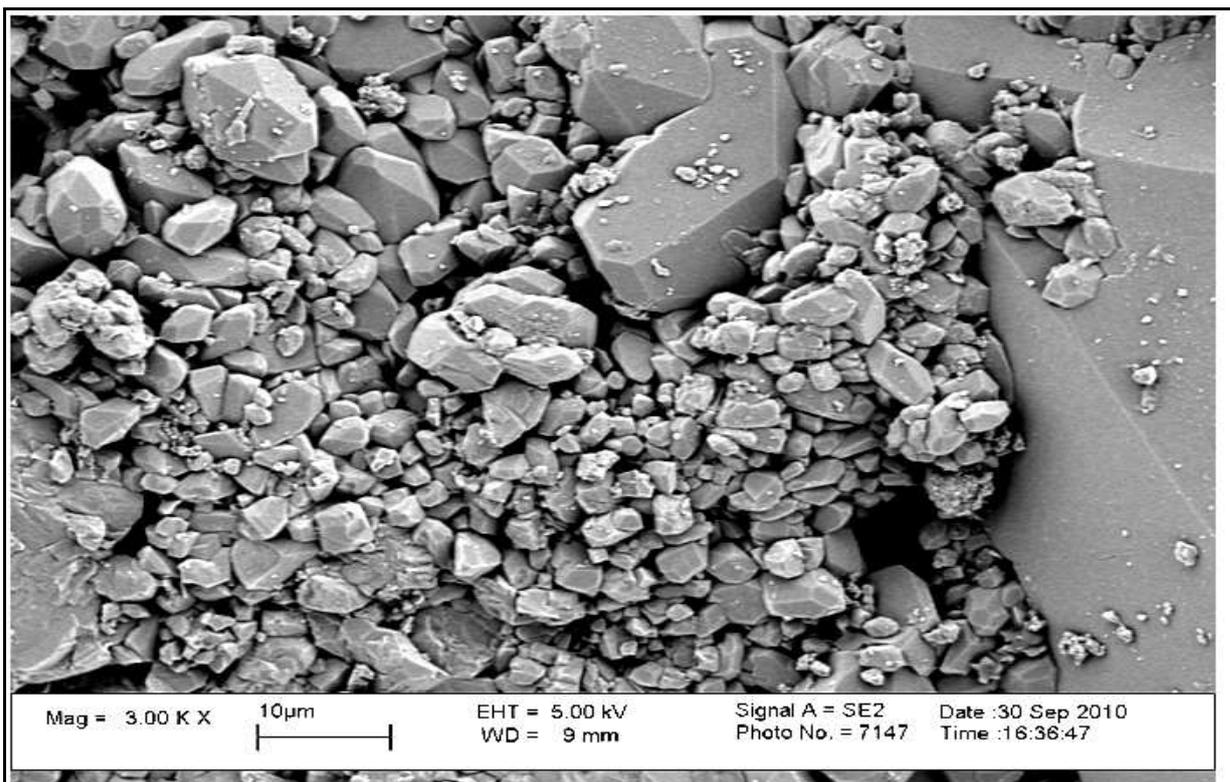


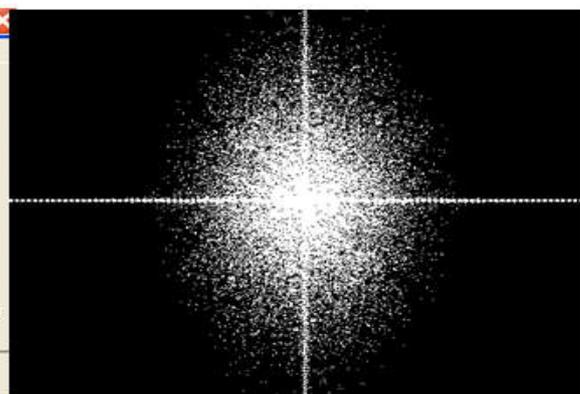
Рис. 2. а – РЭМ-изображение во «вторичных электронах» скола образца 1-42, ОНГКМ; б – график распределения интенсивностей по гармоникам на РЭМ-изображении; в – спектр Фурье; рассчитанный параметр $D = 2,562$



а



б



в

Рис. 3. а – РЭМ-изображение во «вторичных электронах» скола образца 1-144, ОНГКМ;
 б – график распределения интенсивностей по гармоникам на РЭМ-изображении;
 в – спектр Фурье; рассчитанный параметр $D=3,141$

Результаты исследований и обсуждение

Для экспериментального изучения возможности применения Фурье-анализа при исследовании влияния микростроения карбонатных пород на ФЭС из продуктивного разреза западной части Оренбургского НГКМ были отобраны и исследованы в РЭМ

десять образцов. Отобранные породы (интервал глубин 1841,2–1847,2 м) относятся к пермским отложениям сакмарского горизонта, который представляет собой переслаивание относительно слабо перекристаллизованных доломитов и известняков. Известняки органогенные сгустково-комковатые, детритовые несортированные и шламово-мелкодетритовые, встречаются детритово-биоморфные, комковато-желваковые и крипто-микрзернистые разновидности. Породы каменноугольного периода залегают на глубине в интервале 1660–2859 м. Из этого интервала были изучены образцы визейского и турнейского горизонтов, представленных доломитами, а также известняками органогенными комковато-детритовыми и комковато-детритовыми водорослевыми.

В табл. 1 приведены номера образцов, глубина интервалов отбора и краткая литологическая характеристика изученных в РЭМ пород.

Таблица 1

Краткая литологическая характеристика образцов, отобранных для микроструктурных исследований из сакмарских нижнепермских и нижнекарбонатовых отложений

№ обр.	Интервал отбора керна, м	Возраст	Краткая петрографическая характеристика
1/41	1841,2–1844,2 м	P ₁ s	Порода перекристаллизована, сложена микро-тонкозернистым кальцитом и доломитом, в котором присутствуют комки, сложенные микро-тонкозернистым кальцитом с примесью пелитоморфного вещества. Вторичные процессы: доломитизация - активная повсеместная по породе; кристаллы доломита инкрустируют поры. Кальцитизация.
1/42	1841,2–1844,2 м	P ₁ s	Доломит микро-тонкозернистый пористый. Порода сложена кристаллическим микро-тонкозернистым доломитом, размер кристаллов 0,005–0,01 мм, неясной комковатой структуры, центральная часть комочков с примесью пелитоморфного карбонатного вещества.
1/49	1844,2–1847,2 м	P ₁ s	Известняк комковатый водорослевый, доломитизированный, пористый. Порода сложена комками пелитоморфного кальцита размером 0,04–0,15 мм, водорослевого происхождения. Вторичные процессы: доломитизация, выщелачивание, сульфатизация.
1/56а	2636,9–2649,6 м	C ₁ v ₂ al-vn	Доломит тонко-мелкозернистый слабопористый (доломит замещения). Порода сложена изометричными кристаллами доломита, размером 0,03–0,17 мм.
1/59	2636,9–2649,6 м	C ₁ v ₂ al-vn	Доломит тонко-мелкозернистый кавернозно-пористый. Порода сложена изометричными кристаллами доломита, размером 0,07–0,35 мм, преобладают 0,1–0,25 мм. Отмечается процесс выщелачивания.

1/77	2636,9–2649,6 м	C ₁ v ₂ al-vn	Доломит тонко-мелкозернистый. Порода сложена кристаллами доломита, гипидиоморфной, ксеноморфной, редко идиоморфной формы. Размер кристаллов 0,02–0,25 мм, преобладают 0,05–0,1 мм.
1/98	2721,2–2724,05 м	C ₁ v ₁ bb	Известняк органогенно-детритовый (биокластовый). Порода сложена органогенным детритом, который представлен обломками раковин остракод (0,1–0,7 мм), брахиопод (0,5 мм), члеников криноидей (0,1–1,6 мм), иглы морского ежа (0,3–0,4 мм), двустворчатых моллюсков, кораллов (0,2–1,0 мм).
1-144	2724,05–2776,2 м	C ₁ t	Известняк органогенно-детритовый, криноидно-водорослевый. М и к р о с т р у к т у р а шламово-мелкодетритовая. Размеры органогенных обломков и шлама колеблются от 0,05 до 2,7 мм Наиболее часты (более 60%) размеры в пределах 0,1–0,5 мм. В т о р и ч н ы е и з м е н е н и я : процессы перекристаллизации, трещинообразования, выщелачивания.
1-179	2776,2–2779,2 м	C ₁ t	Известняк органогенный детритово-комковатый, местами обломочно-комковатый. М и к р о с т р у к т у р а органогенная сгустково-мелкодетритово-комковатая, участками обломочно-комковатая несортированная. Размеры детрита и комков находятся в пределах 0,05–1 мм. В т о р и ч н ы е и з м е н е н и я : процессы перекристаллизации и трещинообразования. Трещины волосяные, прерывистые, выполнены прозрачным тонкозернистым кальцитом и приурочены часто к кальцитовым комкам и интракластам.
1-192	2779,8–2787,43 м	C ₁ t	Известняк органогенный комковато-детритовый водорослевый. М и к р о с т р у к т у р а органогенная сгустково-комковато-мелкодетритовая. Размеры органогенного детрита, кальцитовых комков, сгустков и шлама колеблются в пределах 0,03–1,5 мм.

Для оценки возможности формализации размеров зерен и кристаллов на основе Фурье-анализа образцы были изучены в РЭМ. В результате получены корректные изображения микростроения при различных увеличениях: 3000^x, 1000^x и 300^x (режим «вторичные электроны»). На рис. 4–21 приведены РЭМ-изображения поверхности сколов образцов, по которым производился расчет параметра дисперсности *D* методом Фурье-анализа, и оценка морфологических особенностей строения пустотного пространства.

Для оценки влияния параметра дисперсности на размер пор образцы были исследованы с помощью РЭМ в режиме катодоллюминесценции. По катодоллюминесцентным изображениям порового пространства определены средние значения размеров

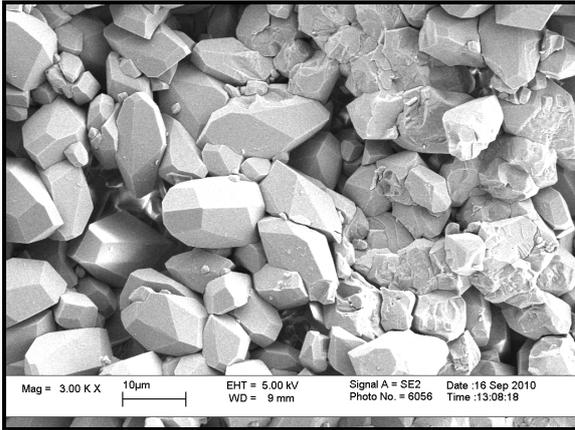


Рис. 4. Обр. 1-41. Увел. 3000^X

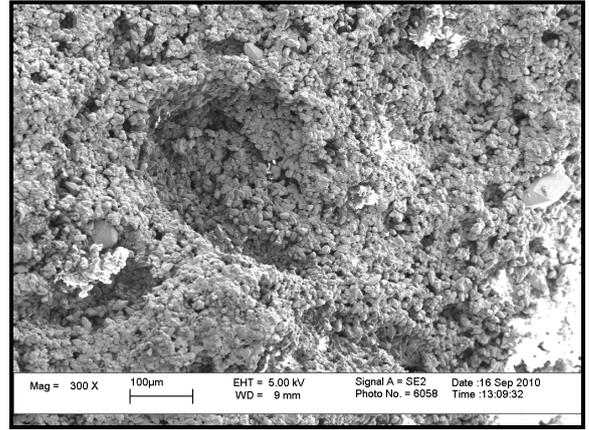


Рис. 5. Обр. 1-41. Увел. 300^X

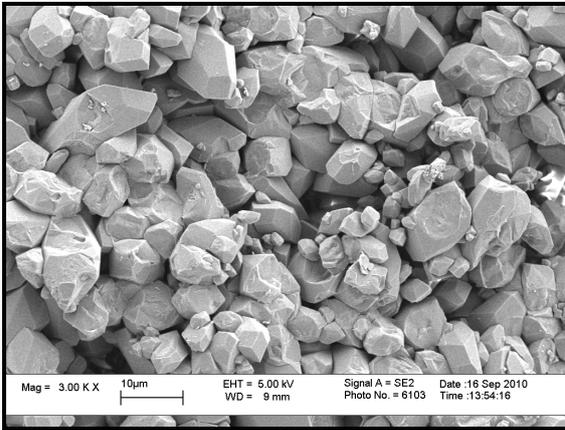


Рис. 6. Обр. 1-42. Увел. 3000^X

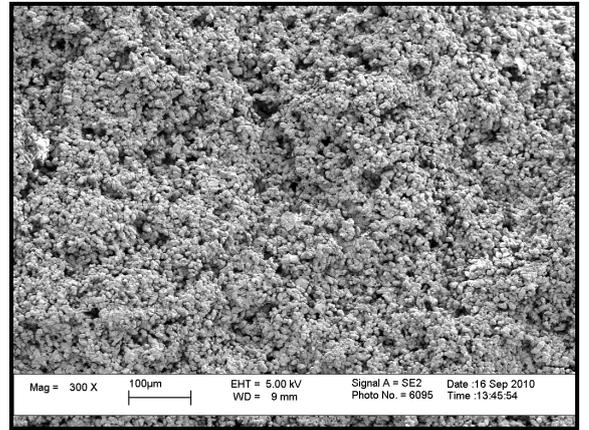


Рис. 7. Обр. 1-42. Увел. 300^X

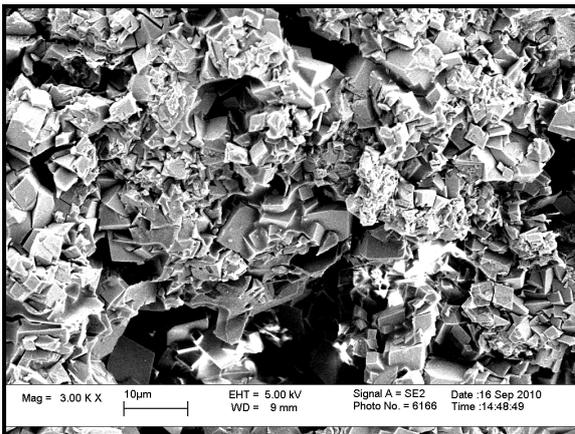


Рис. 8. Обр. 1-49. Увел. 3000^X

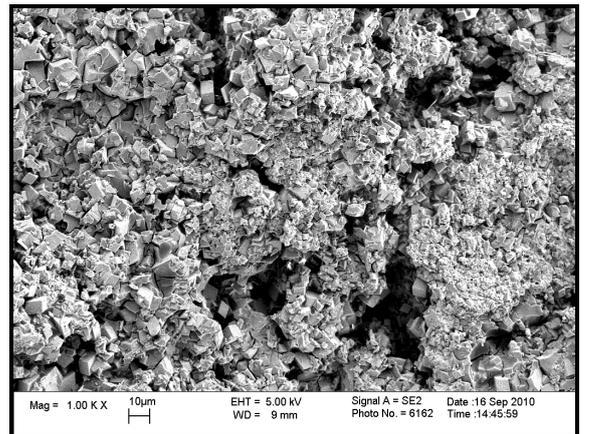


Рис. 9. Обр. 1-49. Увел. 1000^X

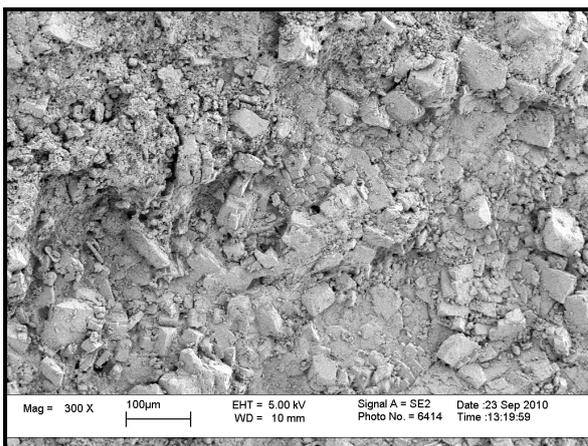


Рис. 10. Обр. 1-56а. Увел. 300^X

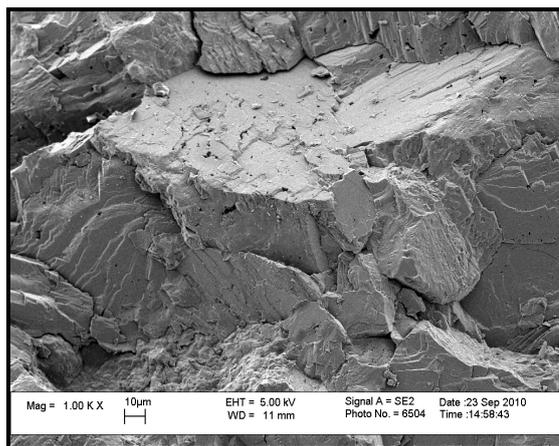


Рис. 11. Обр. 1-59. Увел. 1000^X

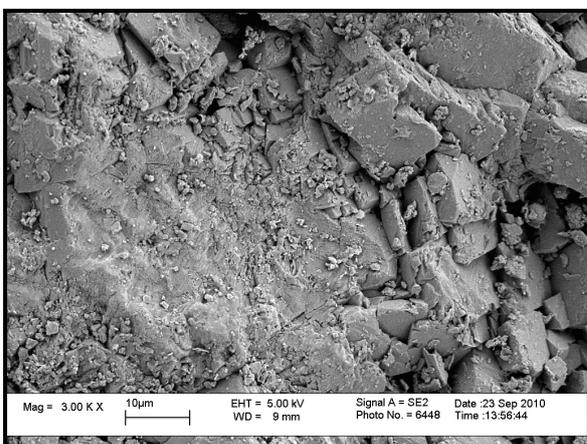


Рис. 12. Обр. 1-56а. Увел. 3000^X

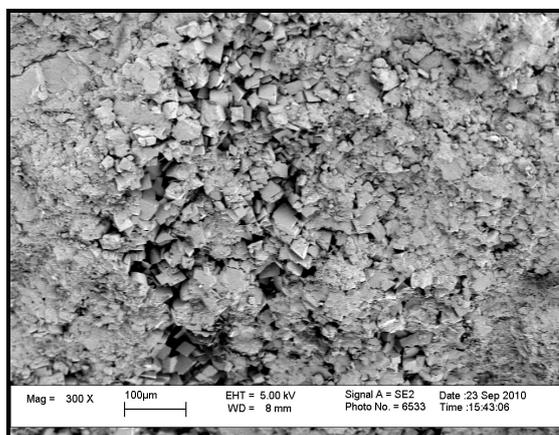


Рис. 13. Обр. 1-77. Увел. 300^X

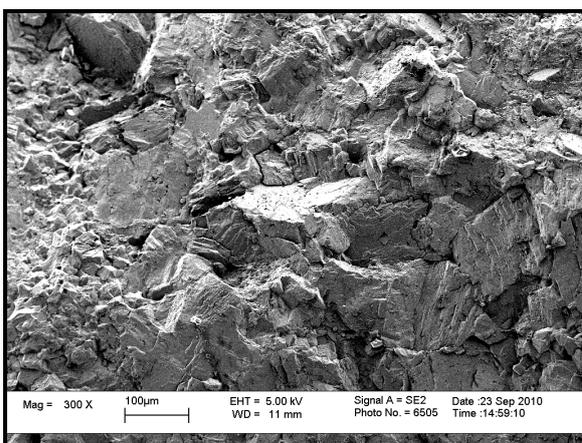


Рис. 14. Обр. 1-59. Увел. 300^X

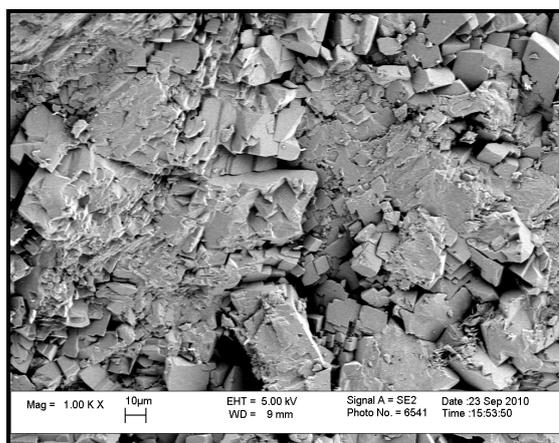


Рис. 15. Обр. 1-77. Увел. 1000^X

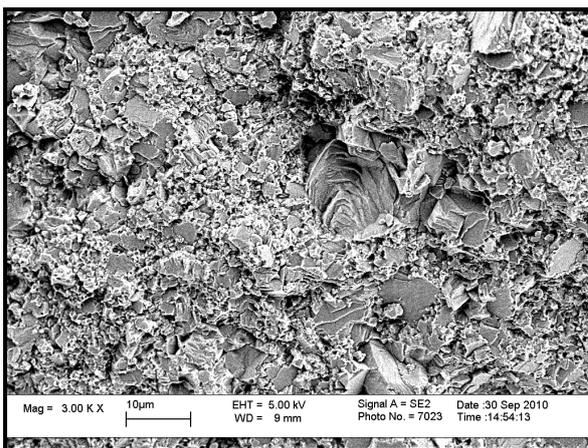


Рис. 16. Обр. 1-98. Увел. 3000^X

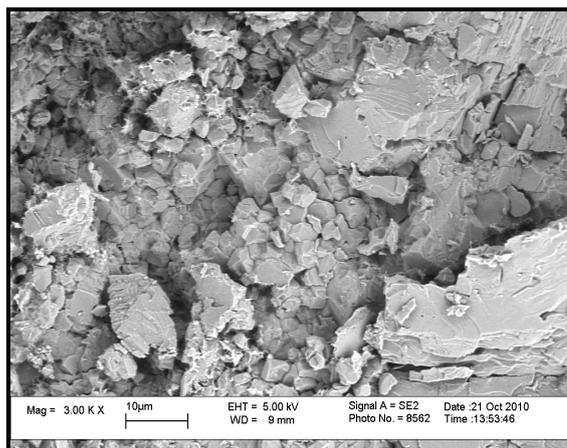


Рис. 17. Обр. 1-179. Увел. 3000^X

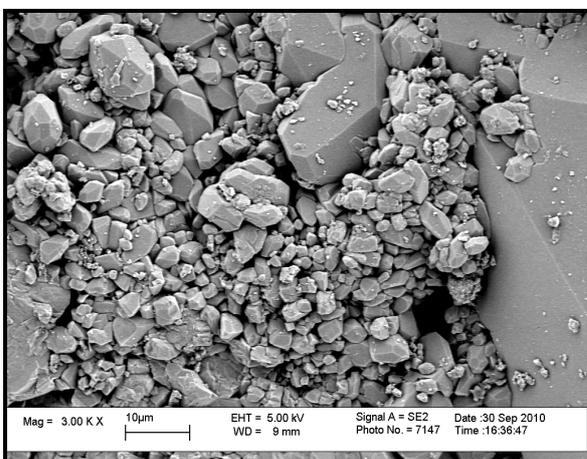


Рис. 18. обр. 1-144. Увел. 3000^X

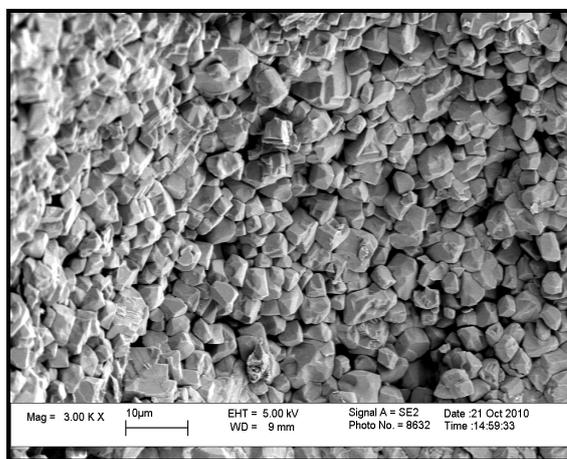


Рис. 19. Обр. 1-192. Увел. 3000^X

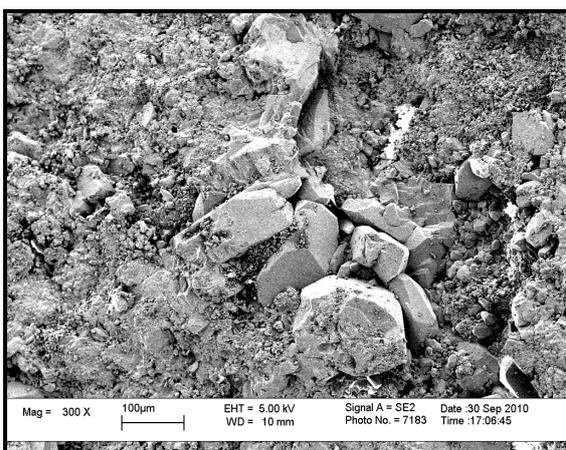


Рис. 20. Обр. 1-144. Увел. 300^X

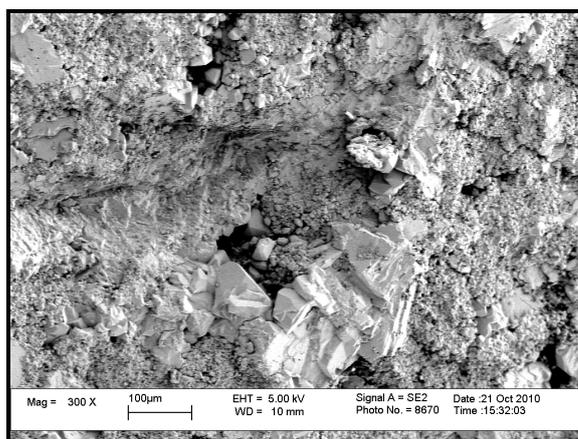


Рис. 21. Обр. 1-192. Увел. 300^X

фильтрующих пор. Результаты определения параметра дисперсности и среднего размера пор приведены в табл. 2.

Таблица 2

Результаты определения среднего размера пор и параметра дисперсности методом Фурье-анализа

№ образца	Средний эквивалентный диаметр пор и каналов, мкм	Параметр дисперсности D (БПФ)
1-41	13,53	2,51
1-42	14,8	2,56
1-49	9,12	2,12
1-56a	22,71	2,8
1-59	24,73	3,04
1-77	16,5	2,63
1-98	17,1	2,75
1-144	45,12	3,14
1-179	5,85	1,72
1-192	11,7	1,98

Из табл. 2 следует, что параметр дисперсности изменяется в пределах от 1,72 до 3,14. По данным параметра дисперсности D и среднего размера эквивалентных диаметров поровых каналов был построен график, из которого видно, что в изученных образцах с увеличением дисперсности наблюдается рост средних размеров пор и каналов (рис. 22). Тренд имеет вид линейной зависимости с уравнением $y=0,0343x+1,903$ (y – параметр дисперсности D , x – средний диаметр пор и каналов) и коэффициентом корреляции 0,6871.

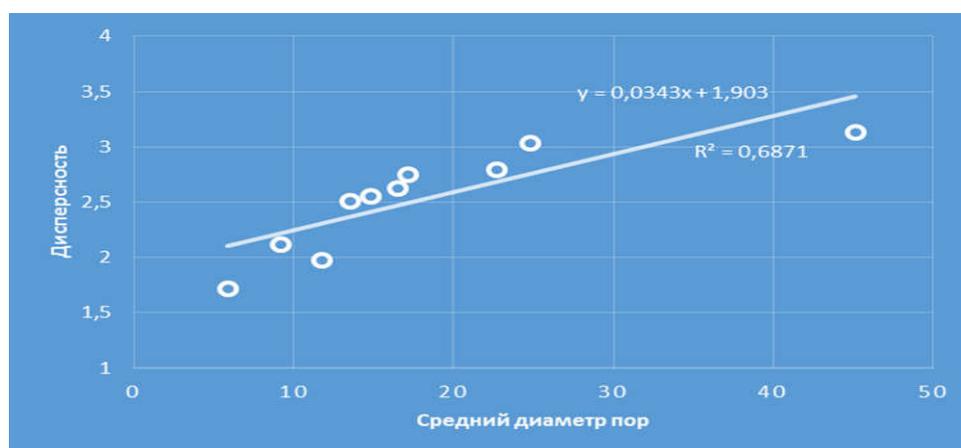


Рис. 22. График зависимости среднего размера эквивалентных диаметров поровых каналов от параметра дисперсности D

Как следует из графика в изученных породах, параметр дисперсности влияет на средний диаметр поровых каналов, то есть с увеличением разброса размеров минеральных зерен и кристаллов размер пор увеличивается. Это свидетельствует о том, что в исследованных породах механизм формирования пористости гораздо более сложен, чем в терригенных породах, в которых ухудшение сортировки приводит к уменьшению размеров пор (из-за заполнения крупных пор мелкими зернами). Как уже отмечалось, формирование пористости в карбонатных породах может происходить в результате фазовых преобразований (развитие очаговой пористости) и осложнено многочисленными наложенными вторичными процессами. Характер полученной зависимости косвенно подтверждает теорию очагового формирования пористости, которая мало связана с условиями осадконакопления.

Проведенные микроструктурные РЭМ-исследования карбонатных пород различных месторождений показали, что микростроение карбонатной матрицы тесно связано с этапами преобразования породы. Карбонатная порода в процессе фазовых преобразований в период прото- и мезокатагенеза подвергается многократной перекристаллизации. Процесс перекристаллизации на начальном этапе значительно уменьшает размер кристаллов карбонатной матрицы, при этом формируется субкапиллярнопоровое пространство. На заключительном этапе перекристаллизации наблюдается рост вторичных кристаллов кальцита, образованных за счет слияния неравновесных микрокристаллических форм с одновременным образованием крупных пор [13]. Имеются данные, что в прото- и мезокатагенезе вторичная пористость карбонатных пород может формироваться в результате перераспределения карбонатного и органического вещества в процессе деструкции и перекристаллизации первичных карбонатно-органических полимеров. В результате последовательно изменяется размерная структура карбонатной матрицы [14–15]. Это позволяет использовать параметр дисперсности в качестве критерия оценки степени преобразованности карбонатной породы на определенном этапе катагенеза.

Заключение

Таким образом, выполненные РЭМ-исследования показали возможность проводить оценку дисперсности кристаллов и зерен карбонатной матрицы с помощью параметра дисперсности D , определенного по вторично-электронным РЭМ-изображениям методом Фурье-анализа. Также можно сделать вывод о принципиальной возможности

использования параметра дисперсности D в качестве классификационного признака карбонатных коллекторов.

Применение Фурье-анализа РЭМ-изображений микростроения карбонатных пород, показывают, что в изученных породах фазовые преобразования влияют на параметр дисперсности, который связан линейной зависимостью со средним диаметром поровых каналов (с увеличением диапазона размеров минеральных зерен размер пор увеличивается).

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема: «Системный подход к совершенствованию теории и практики нефтегазгеологического районирования, прогнозирования нефтегазоносности и формирования ресурсной базы нефтегазового комплекса России», № АААА-А17-117082360031-8).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Страхов Я.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1962, Т. 2. 574 с.; 1963. Т. 3. 550 с.
2. *Тафт У.К.* Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. Т. 1. 396 с; Т. 2. 267 с.
3. *Каркинская В.Н., Смехов Е.М.* Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. Л.: Недра, 1981. 225 с.
4. *Багринцева К.И.* Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 1999. 285 с.
5. *Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г.* Литология. М.: Недра, 1991. 444 с.
6. *Кузнецов В.Г.* Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
7. *Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.
8. *Kuzmin V.A.* Cathodoluminescence Technique for Studying the Pore Space of Rocks Using Scanning Electron Microscopy // Journal of Surface Investigation. X-ray, Synchrotron and Neutron Techniques. 2007. Vol. 1, No. 6. P. 687–690.
9. *Большаков М.Н., Скибицкая Н.А., Кузьмин В.А.* Изучение структуры порового пространства в растровом электронном микроскопе (РЭМ) с помощью компьютерной программы «Коллектор» // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2007. № 8. С. 108–111.

10. *Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А.* Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 210 с.

11. *Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В., Мельник В.Н.* Использование Фурье-анализа РЭМ-изображений для получения морфологических характеристик микроструктуры // Изв. АН. Сер. физ., 1998. Т. 62, № 3. С. 450–454.

12. *Кузьмин В.А., Скибицкая Н.А.* Применение Фурье-анализа РЭМ-изображений для изучения закономерностей изменения фильтрационно-емкостных свойств карбонатных пород на этапах катагенетических преобразований. // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2011. № 10. С. 108–112.

13. *Скибицкая Н.А., Яковлева О.П., Соколов В.Н., Кузьмин В.А.* и др. Эволюционные процессы самоорганизации и фазовых преобразований породообразующего минерально-органического вещества залежей углеводородов // Газовая промышленность. 1997. № 7. С. 24–29.

14. *Скибицкая Н.А., Бурханова И.О., Кузьмин В.А., Доманова Е.Г., Большаков М.Н., Марутян О.О.* Структура углеводородных ресурсов нефтегазоматеринских карбонатных толщ [Электронный ресурс] // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика: Электрон. науч. журн. 2016. № 1(13). 13 с. – Режим доступа: <http://www.oilgasjournal.ru> (Дата обращения 24.05.2018).

15. *Скибицкая Н.А., Яковлева О.П.* Седиментогенез и фазовые превращения карбонатного породообразующего вещества нефтегазоконденсатных месторождений // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск, 2007. С. 361–365.