

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ
ЖУРНАЛ

НЕФТИ И ГАЗА

1'2013



SCIENTIFIC-TECHNICAL MAGAZINE "OIL AND GAS GEOLOGY"



ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

1'2013

Основан в январе 1957 г.
МИНГЕО СССР

СОУЧРЕДИТЕЛИ:

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации (МПР России)

Федеральное агентство по недропользованию

ОАО "Газпром"

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГИ)

Главный редактор

А.И.Варламов

Редакционная коллегия:

А.Г.Будагов

О.И.Будянская (зам. гл. редактора)

В.И.Высоцкий

Г.А.Габриэлянц

В.П.Гаврилов

М.Н.Григорьев

Е.Б.Грунис

С.М.Карнаухов

А.Э.Конторович

Н.А.Крылов

Ю.Г.Леонов

Н.В.Милетенко

В.И.Петерсилье (зам. гл. редактора)

О.М.Прищепа

Л.И.Ровнин

П.В.Садовник

Св.А.Сидоренко

В.А.Скоробогатов

В.П.Филиппов

Э.М.Халимов

П.А.Хлебников

В.А.Холодилов

Г.Г.Яценко

Изготовление оригинал-макета:

О.В.Боровкова

Н.А.Кандаурова

Отдел рекламы и маркетинга:

(495) 694-34-67

Адрес редакции:

127051 Москва, 1-й Колобовский пер., 11

Тел./факс: (495) 650-42-49

Факс: (495) 694-43-56

E-mail: gng@geoinform.ru

Web: <http://www.geoinform.ru>

ISSN 0016-7894

Индекс 70216

Тираж 4 000 экз.

Цена свободная

Отпечатано в типографии

ООО «Типография Мосполиграф»

125438 Москва, 4-й Лихачевский пер., 4

СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ОБОСНОВАНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ГРР OIL AND GAS POTENTIAL AND SUBSTANTIATION OF EXPLORATION TRENDS

Варламов А.И., Ларкин В.Н., Копилевич Е.А., Сурова Н.Д., Патрикеев П.А., Вальчак В.И. Прогнозирование новых зон нефтегазонакопления в юго-западной части Сибирской платформы

Varlamov A.I., Larkin V.N., Kopilevich E.A., Surova N.D., Patrikeev P.A., Valchak V.I. Forecasting of new oil and gas accumulation zones in South-Western part of Siberian platform

5

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ ACTUAL PROBLEMS OF OIL AND GAS GEOLOGY

Гаврилов В.П. Пояса нефтегазонакопления Арктики, перспективы их освоения

Gavrilov V.P. Arctic oil and gas accumulation belts, prospects of their development

12

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Нефтегазоносные фации вторичных кварцитов и пропилитов Западно-Сибирской плиты

Korobov A.D., Korobova L.A. Oil and gas bearing facies of secondary quartzites and propylites of West Siberian plate

23

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА FORMATION AND LOCATION OF OIL AND GAS POOLS

Богданов М.М., Сотникова А.Г., Долматова И.В., Лукова С.А. История формирования и прогноз размещения зон нефтегазонакопления в поддоманиковых отложениях Варандей-Адзьвинского авлакогена (суша, Печороморский шельф)

Bogdanov M.M., Sotnikova A.G., Dolmatova I.V., Lukova S.A. History of formation and prognosis of oil and gas accumulation zone arrangement in subdomanik deposits of Varandei-Adzvinsky aulacogene (land, Pechora Sea shelf)

34

Фейзулаев А.А., Исмайлова Г.Г. Механизм формирования месторождений нефти и газа в Южно-Каспийском бассейне (на примере месторождения Гюнешли)

Feyzullaev A.A., Ismailova G.G. Mechanism of oil and gas fields formation in South-Caspian basin (with reference to Gyuneshli field)

44

КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА OIL AND GAS RESERVOIRS

Зубков М.Ю. Остаточная вода в обломках и цементе продуктивных отложений юрского возраста Красноленинского свода (Западная Сибирь)

Zubkov M.Yu. Residual water in fragments and cement of Jurassic productive deposits of Krasnolenin arch (West Siberia)

48

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

Крылов Д.Н., Кучеря М.С., Наумова Л.А., Рыбальченко В.В. Особенности проведения сейсмофациального анализа по данным оптимизированной статистической фильтрации площадных характеристик отраженных волн

Krylov D.N., Kucherya M.S., Naumova L.A., Rybalchenko V.V. Distinctive features of seismic attributes facial analysis based on optimized surface statistic filtration

59

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS

Соболев И.С. О возможности изучения элементного состава снегового покрова при геохимическом картировании зон и областей внедрения глубинных флюидов (нефтегазоискательный аспект)

Sobolev I.S. About the possibility of the study elemental composition of snow cover in the geochemical mapping of zones and areas of the deep fluid intrusion (oil and gas exploration aspect)

68



УДК 553.98

ОСТАТОЧНАЯ ВОДА В ОБЛОМКАХ И ЦЕМЕНТЕ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРСКОГО ВОЗРАСТА КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

М.Ю.Зубков (ООО "Западно-Сибирский геологический центр")

Рассмотрено распределение по размерам пор, присутствующих в обломочной части и цементе юрских отложений Красноленинского свода. Определены критические размеры микропустот, в которых присутствует остаточная вода, выделены минералы и органические остатки, содержащие остаточную воду. Рассмотрено участие гидротермальных процессов в формировании вторичных пор. Предложена генетическая классификация микропустот.

Ключевые слова: остаточная вода; минеральный состав; породы-коллекторы; размеры пустот; капиллярное давление; смачиваемость; гидротермальные процессы.

Содержание остаточной воды в продуктивных отложениях является одним из важнейших параметров, используемых при подсчете запасов УВ. Однако до настоящего времени никто из специалистов, занимающихся вопросами, связанными с определением этого параметра, не проанализировал, где именно в породах-коллекторах содержится остаточная вода, с какими конкретными минералами и органическими остатками она связана. Существуют лишь самые общие представления и стандартные зависимости рассматриваемого параметра от концентрации в породах глинистых минералов и отдельных их разновидностей [8, 9]. Поэтому целью настоящей статьи является восполнение этого пробела, для чего рассматривается структура порового пространства минералов и их агрегатов различного состава и происхождения путем выделения тех пустот, в которых в природных условиях присутствует остаточная вода.

В качестве основы для написания настоящей статьи послужили результаты изучения 278 снимков, полученных с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ), оборудованного микрозондовым

элементным анализатором, что позволило определить минеральный состав снимаемых микрообъектов. Образцы, использованные для исследований, были отобраны из двух скважин, пробуренных в пределах Красноленинского свода, вскрывших средне- и нижнеюрские продуктивные отложения (пласты ЮК₂₋₉ и ЮК₁₀ соответственно).

При характеристике размеров пустот в зависимости от их морфологии использовалось два параметра. Если пора имела более или менее изометричную форму, то ее размеры характеризовались ее радиусом. В случае, когда пустота имела узкую (щелевидную) форму, т.е. один ее линейный размер резко превышал другие, как например у пор, находящихся между соседними чешуйками слюд и/или хлоритов, то с целью геометрической характеристики принималось значение половины расстояния между соседними чешуйками, т.е. половина ее минимального линейного размера.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Среднеюрские продуктивные отложения (пласты ЮК₂₋₉), из которых были отобраны образцы для

проведения исследований, характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). Их пористость в среднем варьирует от 16 до 19 %, проницаемость – от 1 до $(7-9) \cdot 10^{-3}$ мкм², а коэффициент водоудерживающей способности ($K_{\text{вс}}$) изменяется от 40-45 до 55-60 %. В образцах в небольшом количестве присутствуют мелкие открытые поры, диаметр которых редко превышает 100-150 мкм (рис. 1, А), гораздо чаще поры практически полностью заполнены многочисленными агрегатами эпигенетического каолинита (см. рис. 1, Б).

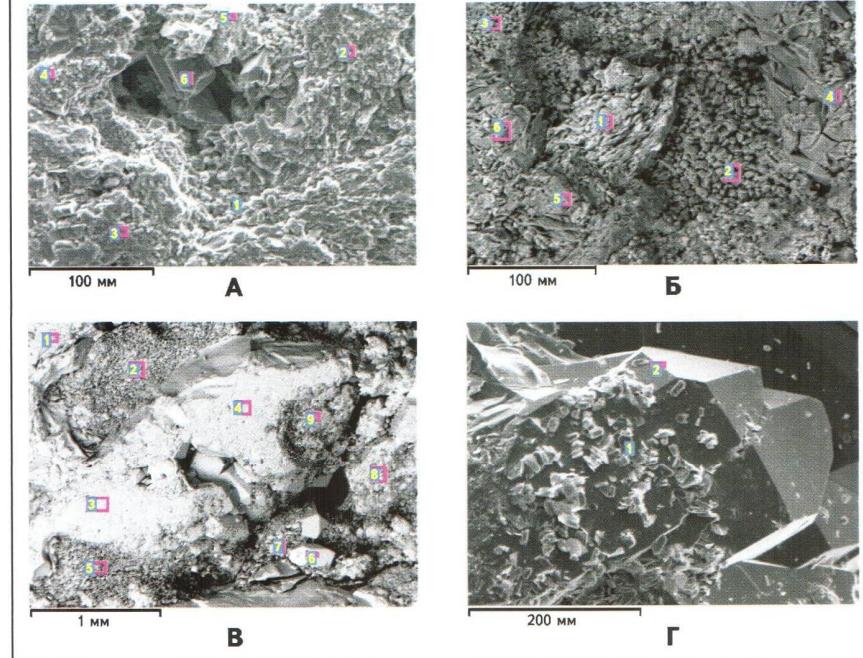
Рассматриваемые продуктивные отложения чаще всего сложены сильноалевритистыми мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми крупнозернистыми алевролитами, обычно имеющими слоистую текстуру. Минеральный состав обломочной части представлен кварцем, кислыми плагиоклазами (преимущественно альбитом), калиевым полевым шпатом, щелочными (калинатовыми) полевыми шпатами, слюдами, хлоритами, а также обломками кремнистых и слюдистых или хлорит-серicitовых сланцев. Цементом обычно служат карбонатные (кальцит, сидерит) и гли-

нистые (преимущественно каолинит) минералы. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют мелкозернистые агрегаты рутила (лейкоксен), аутигенный пирит и углефицированный растительный детрит.

Образцы, отобранные из нижнеюрских продуктивных отложений (пласт ЮК₁₀), также обладают низкими ФЕС. Так, их пористость в среднем варьирует в пределах от 8-10 до 12-14 % и лишь в единичных образцах достигает 15-16 %. Проницаемость также изменяется в узких пределах – от (1-2) до $(4-5) \cdot 10^{-3}$ мкм², изредка поднимаясь до $(15-17) \cdot 10^{-3}$ мкм². Значение K_{bc} варьирует в довольно широком диапазоне – от 22-25 до 55-60 %. Породы представлены чаще всего крупнозернистыми песчаниками со значительной примесью гравелитовой фракции и гравелитами, часто имеющими массивную, реже – прерывистую слоистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением в них углисто-слюдистого материала. Набор минералов, входящих в состав обломочной части рассматриваемых отложений, в отличие от среднеюрских, характеризуется очень слабым разнообразием [1]. Породы пласта ЮК₁₀ сложены главным образом кварцем с небольшой примесью щелочных полевых шпатов (альбит и калиевый полевой шпат) и мусковита (см. рис. 1, Б). Обломочные зерна кварца часто покрыты регенерационными гранями, причем в процессе регенерации новообразованный кварц часто захватывает выросшие раньше его кристаллы каолинита и диккита (см. рис. 1, Г).

Цементом в нижнеюрских грубозернистых песчаниках и гравелитах часто служит регенерационный кварц (т.е. цемент имеет кремнистый состав), кроме того, очень широко развиты поровый эпигенетический каолинит и диккит, на долю которых приходится 85-90 % и даже более всех глинистых минералов [1], оставшиеся 10-15 % –

Рис. 1. СНИМКИ РЭМ ПОВЕРХНОСТИ ОБРАЗЦОВ, ОТОБРАННЫХ ИЗ СРЕДНЕ-ЮРСКИХ (пласты ЮК₂₋₉) (А, Б) И НИЖНЕЮРСКИХ (пласт ЮК₁₀) (В, Г) ОТЛОЖЕНИЙ



А – с открытой порой, Б – с порами, заполненными многочисленными агрегатами эпигенетического каолинита, В – общий вид поверхности грубозернистого кварцевого песчаника с открытыми и заполненными эпигенетическим каолинитом порами, Г – увеличенный фрагмент регенерированных зерен кварца с кристаллами каолинита на их поверхности, часть из которых захвачена гранями кварца в процессе их роста; 1 – поровый каолинит, 2, 4 – кварц, 3, 5, 6 – альбит (А); 1 – терригенный хлорит, 2 – поровый каолинит, 3, 5, 6 – кварц, 4 – калиевый полевой шпат (Б); 1, 3, 4, 6 – кварц, 2, 5 – каолинит, 7-9 – кварц с каолинитом на его поверхности (В); 1 – каолинит (диккит), 2 – кварц (Г)

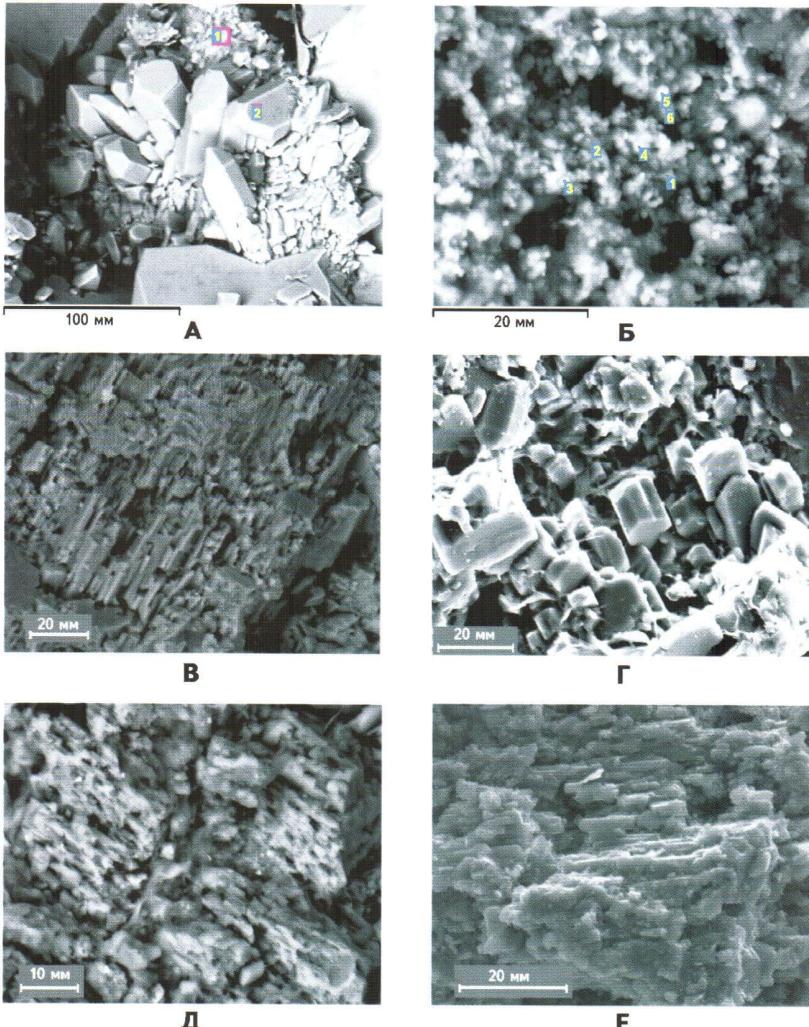
на пленочный эпигенетический иллит и смешанослойные образования.

Рассмотрим более подробно распределение микропустот, связанных с различными минералами и ОВ, входящими в состав как обломочной части, так и цемента.

Кварц является самым распространенным компонентом в составе рассматриваемых отложений, причем в наибольшем количестве он встречается в нижнеюрских крупнозернистых песчаниках и гравелитах. Обломочные зерна кварца обычно не содержат микропустот (см. рис. 1). Более того, они часто покрыты гладкими регенерированными гранями. Однако в пласте

ЮК₁₀ отмечается не только интенсивная регенерация обломочных зерен кварца, но и образование мелкокристаллических агрегатов эпигенетического (гидротермального [1]) кварца (рис. 2, А). Между новообразованными микроскопическими кристаллами кварца, имеющими размеры от 3 до 30 мкм, отмечаются многочисленные вторичные поры, имеющие радиус от 0,2 до 2,6 мкм (см. рис. 2, А). Описываемые агрегаты эпигенетического микрокристаллического кварца, напоминающие по форме микродрузы, встречены только в нижнеюрских продуктивных отложениях, в среднеюрских их обнаружить не удалось.

Рис. 2. СНИМКИ РЭМ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО КВАРЦА (А) И ХАЛЦЕДОНА (Б), ПРИСУТСТВУЮЩИХ В НИЖНЕЮОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (пласт ЮК₁₀), И ВЫШЕЛОЧЕННЫХ ОБЛОМКОВ НАТРОВЫХ (В, Г) И КАЛИЕВЫХ (Д, Е) ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ С СОТОВОЙ СТРУКТУРОЙ, ОТОБРАННЫХ ИЗ СРЕДНЕЮОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (пласты ЮК₂₋₉)



рованными гранями и приобретают правильную кристаллографическую огранку (см. рис. 1, А). Однако под действием гидротермальных флюидов неустойчивые разновидности полевых шпатов растворяются и вместо них появляются вторичные микропоры (см. рис. 2, В-Е). Вторичные поры возникают в обломочных зернах полевых шпатов, сложенных двумя разновидностями, представляющими собой структуры распада их твердых растворов, называемых перититами, за счет растворения одного из них, который является неустойчивым по отношению к гидротермальным флюидам. Так, продуктами распада твердого раствора плагиоклазов являются две фазы, одна из которых представлена кислым плагиоклазом (обычно это альбит), а вторая – более основным плагиоклазом, который гораздо менее устойчив, чем альбит, а потому легко растворяется гидротермальными растворами. В результате этого возникают своеобразные микропористые (“сотовые”) зерна, сложенные оставшимися перититами альбитового состава (см. рис. 2, В). Иногда процессы растворения и перекристаллизации приводят к образованию по альбитовым перититам регенерированных и даже новообразованных мелких кристаллов альбита (см. рис. 2, Г). Длина оставшихся перититов альбитового состава составляет 5-25 мкм, а ширина – 1-4 мкм (см. рис. 2, В). Размеры перекристаллизованных перититов альбитового состава и отдельных кристаллов того же состава изменяются от 2,5 до 24,0 мкм (см. рис. 2, Г). Размеры вторичных пор в первом случае составляют 0,25-1,50 мкм, а во втором – 0,40-4,00 мкм (см. рис. 2, В, Г соответственно).

Механизм формирования вторичной пористости в “сотовых” калиевых полевых шпатах точно такой же, как и в рассмотренных зернах альбита. Только в этом случае перититы возникают вследствие распада твердых растворов щелочных

Иногда встречаются поры, заполненные многочисленными агрегатами микросферолитового кремнезема (см. рис. 2, Б), предположительно представленного халцедоном (тонковолокнистый α -кварц). Размеры халцедоновых микросферолитов составляют 0,4-1,0 мкм, пустот между соседними сферолитами – 0,03-0,08 мкм, а между их агрегатами – 0,2-2,0 мкм (см. рис. 2, Б). Микрозондовый элементный анализ показал, что вместе с халце-

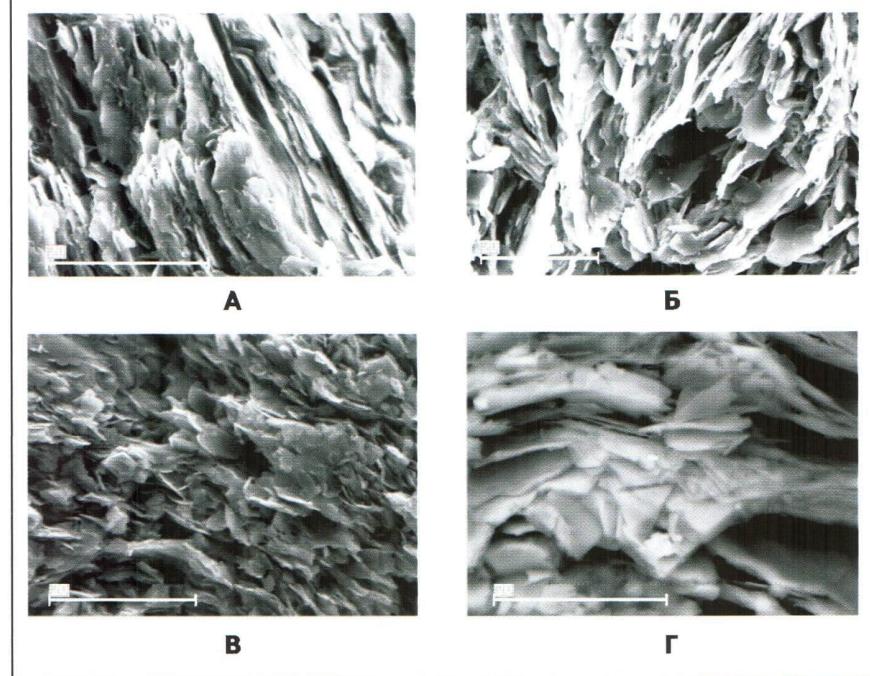
доновыми микросферолитами существует небольшое количество эпигенетического каолинита (в виде единичных микроскопических чешуек). При макроскопическом описании образцов эти рыхлые белые агрегаты часто путают с эпигенетическим поровым каолинитом.

Обломочные зерна **полевых шпатов**, как и кварц, обычно не содержат микропустоты, напротив, они (чаще всего альбит) иногда подобно кварцу окаймлены регенери-

полевых шпатов калиево-натриевого состава, вследствие чего одни пертиты имеют практически чисто калиевый состав, а другие — натровый с небольшой примесью кальция (плагиоклазовый минерал). Калиевые полевые шпаты более устойчивы к воздействию кислых гидротермальных растворов, чем натровые, поэтому пертиты, сложенные альбитом (обычно с небольшой примесью кальция), растворяются, а пертиты, имеющие калиевый состав, остаются, в результате чего возникают “сотовые” зерна калиевых полевых шпатов, содержащие многочисленные вторичные поры продолговатой формы, ориентированные субпараллельно по отношению друг к другу (см. рис. 2, Д, Е). Размеры вторичных пор, возникших за счет растворения альбитовых пертитов, варьируют в пределах от 0,125 до 0,500 мкм (см. рис. 2, Д, Е).

Обломочные зерна слюд, в частности **мусковита**, встречаются довольно часто в составе рассматриваемых отложений, поэтому мелкие пустоты, присутствующие между их листочками, вносят заметный вклад в суммарный объем микропор (рис. 3, А, Б). Часть зерен мусковита имеет преимущественно узкие (щелевидные) микропоры, расположенные субпараллельно по отношению друг к другу между соседними пластинчатыми кристаллами (см. рис. 3, А). Другие, наряду с щелевидными, обладают более крупными “изометричными” микропорами, расположеннымми между агрегатами чешуйчатых кристаллов мусковита (см. рис. 3, Б). Размеры отдельных листочек, слагающих обломочные зерна мусковита, изменяются в широких пределах — от 0,8 до 40,0 мкм и даже более (см. рис. 3, А, Б). Диапазон изменения полуширины узких (щелевидных) пор, расположенных между соседними листочками, заметно меньше и изменяется от 0,05 до 0,45 мкм. “Изометричные” поры, расположенные между агрегатами че-

Рис. 3. СНИМКИ РЭМ ОБЛОМОЧНЫХ ЗЕРЕН МУСКОВИТА (А, Б) И ХЛОРИТА (В, Г), ВСТРЕЧЕННЫХ В ОБРАЗЦАХ, ОТОБРАННЫХ ИЗ СРЕДНЕ- (пласт ЮК₂₋₉) (А, В, Г) И НИЖНЕЮОРСКИХ (пласт ЮК₁₀) (Б) ОТЛОЖЕНИЙ

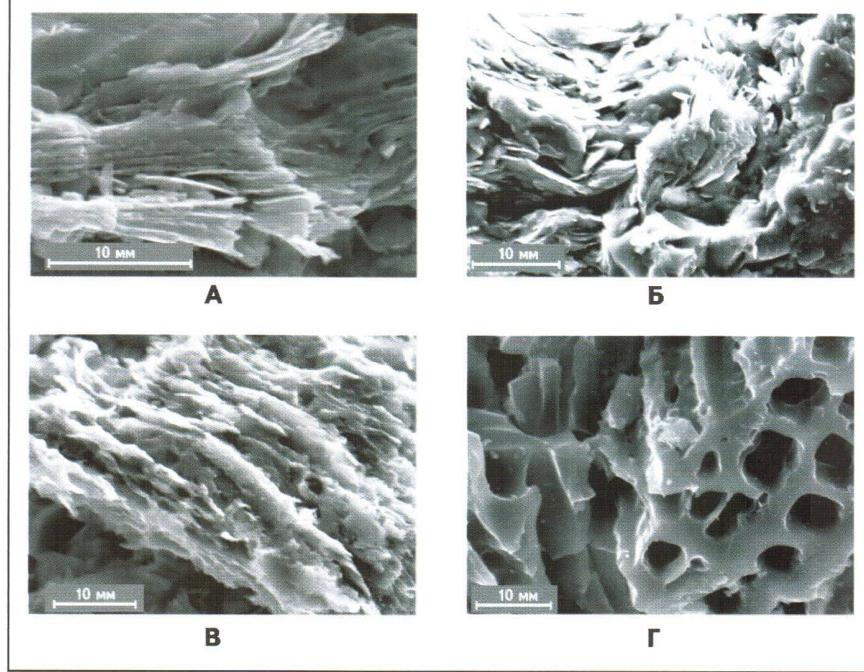


шуевидных кристаллов мусковита, крупнее и имеют размеры от 0,55 до 1,20 мкм (см. рис. 3, А, Б). Обратим внимание, что обломочные зерна слюд встречаются как в средне-, так и нижнеюрских отложениях.

В отличие от слюд, обломочные зерна терригенного **хлорита** наблюдаются только в среднеюрских продуктивных отложениях, в нижнеюрских осадках они полностью отсутствуют. Отдельные пластины, слагающие зерна хлорита, имеют размеры от 1,5 до 10,0-45,0 мкм и более (см. рис. 3, В, Г). Как и в слюдах, в хлоритах можно условно выделить две основные разновидности пустот. Первая — это узкие (щелевидные) поры, полуширина которых варьирует от 0,1 до 0,5 мкм, и вторая — более “изометричной” формы, расположенная между агрегатами листовидных кристаллов хлорита, размеры этой разновидности пустот изменяются от 0,5 до 1,5 мкм (см. рис. 3, В, Г).

В рассматриваемых отложениях иногда встречаются **псевдоморфозы каолинита**, развитые по обломочным зернам хлорита, которые полностью наследуют микротекстурные особенности исходного минерала (рис. 4, А, Б). Поэтому по формальному признаку их можно было бы отнести к рассмотренным выше обломкам хлорита. Тем не менее, исходя из того, что они имеют каолинитовый состав, они выделены в отдельную группу обломков. Размеры отдельных чешуек, слагающих рассматриваемые обломки, изменяются в пределах от 2-5 до 20 мкм и более (размеры некоторых листочек выходят за рамки снимков, поэтому их точные размеры определить не представляется возможным). Величина полуширины узких (щелевидных) пор между соседними листочками изменяется от 0,05 до 0,50 мкм, а “изометричных” пустот — от 1 до 3 мкм (см. рис. 4, А, Б).

Рис. 4. СНИМКИ РЭМ ПСЕВДОМОРФОЗ КАОЛИНИТА ПО ТЕРИГЕННОМУ ХЛОРИТУ В ОБРАЗЦАХ, ОТОБРАННЫХ ИЗ ПЛАСТОВ ЮК₉ (А) И ЮК₁₀ (Б), И УВЕЛИЧЕННЫЕ ФРАГМЕНТЫ УГЛЕФИЦИРОВАННОГО РАСТИТЕЛЬНОГО ДЕТРИТА СО СЛОИСТОЙ (В) И ЯЧЕЙСТОЙ (Г) МИКРОТЕКСТУРАМИ В ОБРАЗЦАХ, ОТОБРАННЫХ ИЗ НИЖНЕЮОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (пласт ЮК₁₀)



Кроме обломков минералов, в составе рассматриваемых отложений встречается углефицированный растительный детрит, который в большей или меньшей степени сохранил исходную клеточную микротекстуру, с которой связано наличие в них мелких пустот (см. рис. 4, В, Г). Некоторые органические остатки по своей текстуре напоминают слоистые алюмосиликаты типа слюд и хлоритов (см. рис. 4, В), другие имеют явную микроклеточную ("изометричную") форму (см. рис. 4, Г). В первой разновидности древесных остатков полуширина щелевидных удлиненных пустот составляет 0,2-0,6 мкм, а более крупные ("изометричные") поры обладают размерами, варьирующими от 0,8 до 2,0 мкм (см. рис. 4, В). В углефицированных древесных остатках с сохранившейся клеточной микротекстурой все поры условно можно отнести к "изометричным", имеющим радиус 0,65-3,25 мкм (см. рис. 4, Г).

Обломочные зерна в рассматриваемых отложениях сцементированы кремнистым, глинистым и карбонатным типами цемента. Кремнистый цемент не представляет интереса как потенциальное вместилище вторичных пустот, так как он, наоборот, приводит к регенерации кварцевых зерен и залечиванию пустот и неровностей на их поверхности и между зернами, формируя конформно-регенерационный тип контактов между ними. Другое дело глинистые и карбонатные разновидности цемента. Рассмотрим их более подробно.

Самым распространенным из эпигенетических глинистых минералов является **каолинит**, доля которого нередко достигает 75-80 % и более суммарного содержания глин. Анализ полученных снимков РЭМ показал, что, исходя из размеров его кристаллов, можно условно выделить три разновидности каолинитового цемента.

К первой разновидности относится мелкокристаллический каолинит. Размеры его кристаллов варьируют от 0,6-0,8 до 2,5-3,5 мкм. Они плохо окристаллизованы и не имеют четких граней (рис. 5, А, Б). Размеры узких (щелевидных) пор, расположенных между соседними чешуйками, изменяются от 0,05 до 0,08 мкм, а между их агрегатами — от 0,1 до 1,5 мкм (см. рис. 5, А, Б). Эта разновидность каолинита встречена только в среднеюрских отложениях.

Вторая разновидность (самая многочисленная) представлена среднекристаллическим каолинитом, размеры кристаллов которого изменяются от 2,5-4,5 до 10,0-15,0 мкм. Они хорошо окристаллизованы, имеют четкие грани и часто образуют многочисленные плотные буклетеобразные агрегаты псевдогексагонального габитуса, заполняющие собой поровое пространство (см. рис. 5, В, Г). Отдельные кристаллы обычно плотно прилегают друг к другу, поэтому узкие (щелевидные) поры присутствуют в них в небольшом количестве и их полуширина или полураскрытость составляет от 0,08-0,10 до 0,15-0,25 мкм (см. рис. 5, В, Г). Размеры пор, расположенных между агрегатами эпигенетического каолинита рассматриваемой разновидности, в среднем варьируют от 0,8-1,0 до 2,5-3,0 мкм (см. рис. 5, В, Г). Рассмотренная разновидность каолинита чаще всего встречается в среднеюрских отложениях.

Третья разновидность представлена крупнокристаллическими каолинитом и/или диккитом. Поскольку кристаллы этой разновидности, в отличие от рассмотренных выше (имеющих более или менее изометричную псевдогексагональную форму), обладают таблитчатым габитусом, то их следует характеризовать двумя линейными параметрами — длиной и шириной. Так, их ширина в среднем варьирует от 5 до 8 мкм, а длина — от 10 до 27 мкм, т.е. кристаллы рассматри-

ваемой разновидности каолинита (диккита) попадают в мелкоалевритовую гранулометрическую фракцию [1]. Обычно пластинчатые кристаллы этой разновидности каолинита (диккита) плотно прижаты друг к другу, поэтому узких (щелевидных) пор в них немного. Их полуширина изменяется в среднем от 0,085 до 0,300 мкм (см. рис. 5, Д, Е). Размеры пор, расположенных между агрегатами каолинита (диккита), варьируют от 1-2 до 4-5 мкм (см. рис. 5, Д, Е). Эта разновидность каолинита (диккита) встречается только в нижнеюрских отложениях [1, 2].

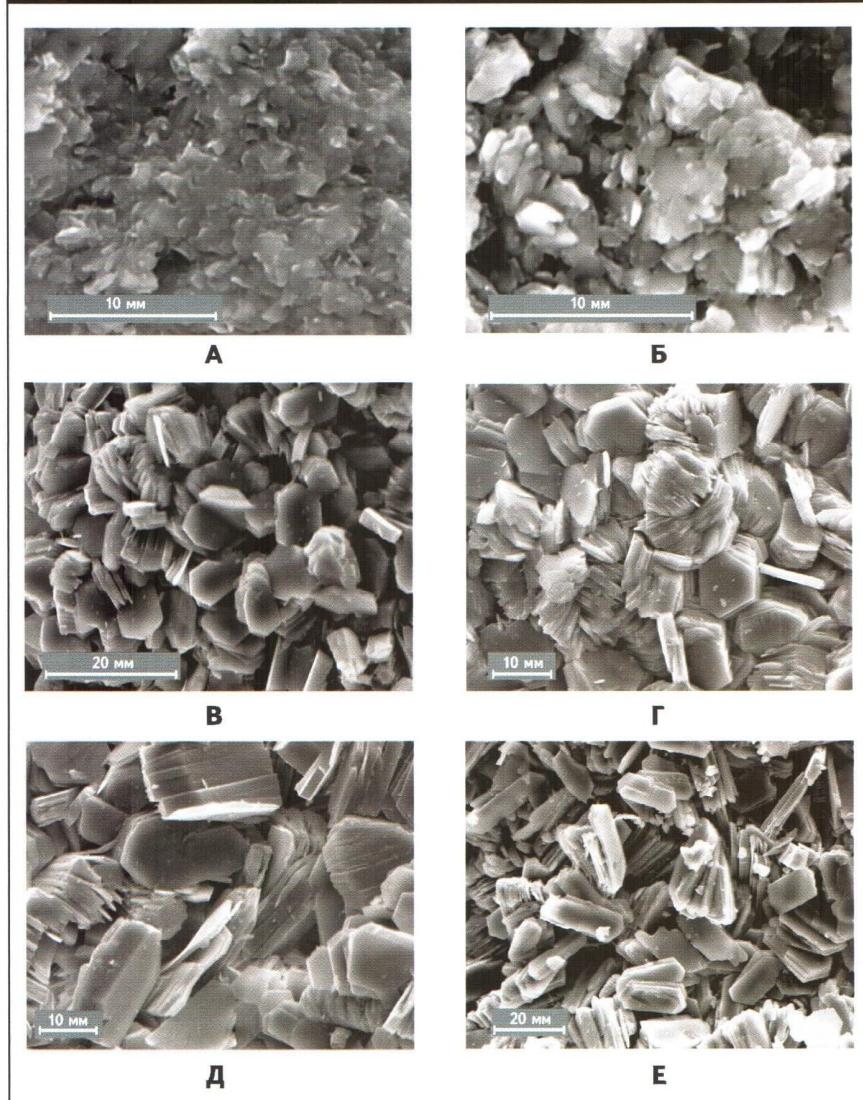
Вторыми по распространенности эпигенетическими глинистыми минералами после каолинита (диккита) являются пленочные гидрослюды и смешанослойные образования (рис. 6, А, Б). Они имеют своеобразную (в виде тонких "равных" пленок и "усиков") форму кристаллов, поэтому оценить их размеры довольно сложно, можно лишь с известной долей условности принять, что они изменяются в среднем от 2,0-2,5 до 15,0-20,0 мкм (см. рис. 6, А, Б).

Определить ширину узких (щелевидных) пор, расположенных между соседними пленками, также довольно сложно из-за их необычной формы, поэтому с известной долей условности их полуширина принята равной 0,12-1,5 мкм (см. рис. 6, А, Б).

По тем же причинам (из-за сложной морфологии кристаллов гидрослюды и смешанослойных образований) определение размеров пор, расположенных между агрегатами пленочек и "усиков" гидрослюды и смешанослойных образований, выполнено с известной долей условности. В среднем радиус этих микропор изменяется от 0,15-0,25 до 2,50-3,50 мкм (см. рис. 6, А, Б).

Карбонатный эпигенетический цемент в рассматриваемых отложениях представлен кальцитом и сидеритом. Однако следует отметить,

Рис. 5. РАЗНОВИДНОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО КАОЛИНITA (А-Г) И ДИККИТА (Д, Е), ПРИСУТСТВУЮЩИЕ В СРЕДНЕ- (пласти YOK₂₋₉) (А-Г) И НИЖНЕЮРСКИХ (пласт YOK₁₀) (Д, Е) ОТЛОЖЕНИЯХ

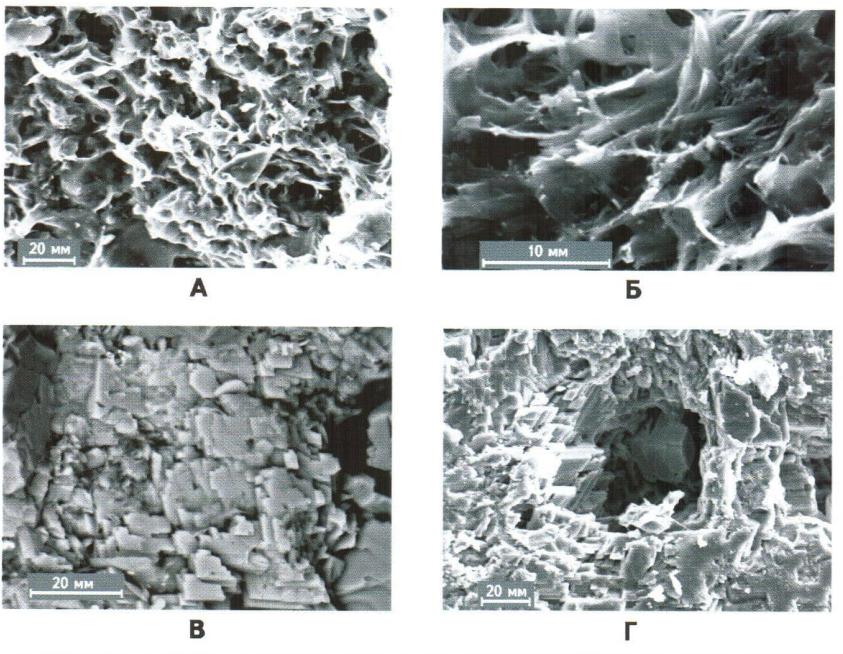


А, Б – мелкокристаллические плохо ограненные, В, Г – среднекристаллические хорошо ограненные, Д, Е – крупнокристаллические хорошо ограненные

что эти названия минералов даются с известной степенью условности по преобладающему компоненту, так как на самом деле они представляют собой твердые растворы на основе трех карбонатных минералов: кальцита, магнезита и сидерита, поэтому кальцит правильнее назвать железисто-магниевым кальцитом, а сидерит – кальциево-магниевым сидеритом.

Агрегаты порового эпигенетического **кальцита** состоят из мелких кристаллов, имеющих размеры от 2,0-4,0 до 10,0-13,5 мкм (см. рис. 6, В, Г). Узкие (щелевидные) поры, расположенные между соседними гранями кристаллов кальцита, имеют полуширину, изменяющуюся от 0,25 до 0,80 мкм, а изометричные более крупные поры, расположенные между мелкокристаллическими

Рис. 6. СНИМКИ РЭМ ПЛЕНОЧНОЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ГИДРОСЛОДЫ И СМЕШАНОСЛОЙНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (А, Б), ПРИСУТСТВУЮЩИХ В ПОРОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ ОБРАЗЦОВ, ОТОБРАННЫХ ИЗ НИЖНЕЮОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (пласт ЮК₁₀), И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОГО КАЛЬЦИТА ИЗ СРЕДНЕ- (пласт ЮК₂₋₉) (В) И НИЖНЕЮОРСКИХ (пласт ЮК₁₀) (Г) ОТЛОЖЕНИЙ



Состав карбонатных минералов: В – ($Fe_{0,14}, Mg_{0,20}, Ca_{0,66}][CO_3]$, Г – ($Fe_{0,16}, Mg_{0,19}, Ca_{0,65}][CO_3]$)

агрегатами кальцита, обладают размерами, варьирующими от 0,4 до 3,5 мкм (см. рис. 6, В, Г).

Эпигенетический поровый железисто-магнезиальный кальцит встречается как в средне-, так и в нижнеюорских продуктивных отложениях (см. рис. 6, В, Г).

Сидерит (кальциево-магниевый) в рассматриваемых отложениях отмечается в двух разных по происхождению и морфологии видах. Первая его разновидность наблюдается только в среднеюорских отложениях и представлена мелкими зернами, не имеющими правильной кристаллографической огранки, причем вместе с ними присутствуют очень мелкие, также плохо окристаллизованные зерна каолинита со слабоупорядоченной кристаллической структурой (рис. 7, А, Б). Вероятно, эта разновидность сидерита с присутствующим вместе

с ним каолинитом имеет раннедиагенетическое происхождение, так как сидерит-каолинитовые агрегаты часто присутствуют в виде микростяжений бурого цвета и имеют довольно крупные размеры (достигающие 0,5-1,0 мм), т.е. они гораздо крупнее окружающих их обломочных зерен, из чего можно заключить, что они отлагались до литификации осадка.

Размеры отдельных зерен сидерита в среднем составляют 0,05-0,60 мкм, а их агрегатов – от 1-2 до 5-6 мкм (см. рис. 7, А, Б). Узкие щелевидные поры в рассматриваемой разновидности сидерита отсутствуют, зато присутствуют микропоры между отдельными зернами и их агрегатами, их радиус варьирует в широких пределах – от 0,075 до 1,000 мкм (см. рис. 7, А, Б).

Вторая разновидность кальциево-магниевого сидерита имеет эпи-

генетическое (вероятно, гидротермальное) происхождение. Он заполняет поровое пространство в нижнеюорских грубозернистых песчаниках и гравелитах и представлен мелкокристаллическими агрегатами, сложенными хорошо ограненными кристаллами (см. рис. 7, В, Г). Размеры отдельных кристаллов изменяются от 2,6 до 15,0 мкм. Изредка встречаются узкие (щелевидные) поры, расположенные между параллельно ориентированными гранями соседних кристаллов сидерита, полуширина которых составляет 0,25-0,80 мкм (см. рис. 7, В, Г). Пустоты, расположенные между отдельными кристаллами и их агрегатами, имеют размеры от 0,25-0,50 до 3,00-4,00 мкм (см. рис. 7, В, Г).

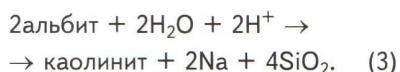
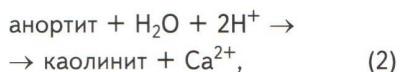
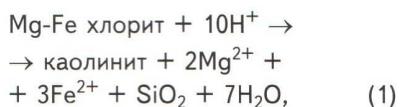
Довольно обычной примесью в рассматриваемых отложениях является **рутит**, присутствующий обычно в виде микрозернистых агрегатов (лейкоксен) (см. рис. 7, Д, Е). Это вторичный минерал, возникающий вследствие разложения исходных обломочных зерен сфена, ильменита или других неустойчивых минералов, в состав которых входит титан.

Отдельные зерна или кристаллы рутила, присутствующие в составе этих агрегатов, имеют размеры от 0,5-1,5 до 3,0-6,0 мкм, а радиус пор, присутствующих между ними, – от 0,2-0,5 до 1,7-2,3 мкм (см. рис. 7, Д, Е).

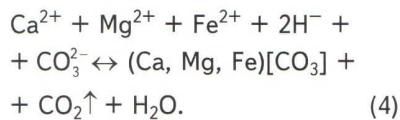
Из приведенных данных следует, что основная часть мелких пор возникает в процессе эпигенетических преобразований рассматриваемых отложений и присутствует в новообразованных минералах, представленных карбонатами и глинами, а также в выщелоченных полевых шпатах (по перититам).

Наиболее интенсивное преобразование гранулярных коллекторов происходит в активных тектонических зонах, где тектонические движения сопровождаются воздействием на осадки гидротермальных флюидов, имеющих низкую минерализацию и кислый состав [5, 6],

что наиболее ярко проявилось в нижнеюрских базальтовых отложениях шеркалинской свиты в пределах Красноленинского свода [1-4]. Под действием кислых гидротерм про текают следующие основные виды реакций с исходными породообразующими минералами:

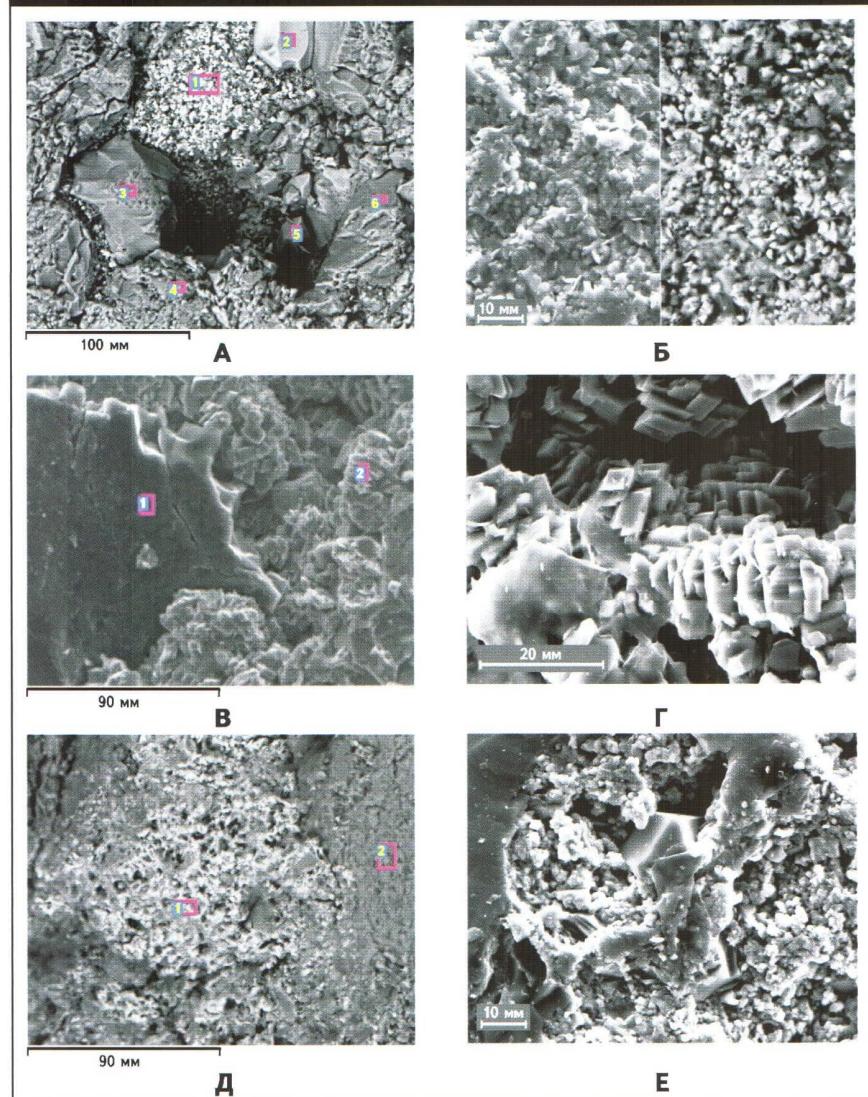


Таким образом, в результате воздействия этих флюидов происходит прогрессивное образование эпигенетического порового каолинита (диккита). Кроме того, в поровый раствор поступают двух- и одновалентные катионы, которые в нем накапливаются. Если в поровой воде в достаточной концентрации присутствуют карбонат-ионы, то при достижении произведения растворимости карбонатных минералов (например, вследствие увеличения значения pH гидротермального раствора) возможно образование эпигенетических поровых карбонатов, представленных кальцитом, доломитом, сидеритом или их твердыми растворами в соответствии с упрощенным (схематичным) уравнением



Исходя из уравнения (4), образование эпигенетических карбонатов наиболее вероятно в случае снижения порового давления, вследствие чего растворенный в гидротермальном флюиде углекислый газ выделяется в свободную фазу. Такой вариант возможен при образовании трещин в осадочной толще под действием тектонических напряжений, по которым происходит разгрузка пластового дав-

Рис. 7. СНИМКИ РЭМ ОБРАЗЦОВ С МАГНИЕВО-КАЛЬЦИЕВЫМИ СИДЕРИТАМИ РАННEDIАГЕНЕТИЧЕСКОГО (А, Б) И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО (В, Г) ПРОИСХОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕ- И НИЖНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА. МИКРОЗЕРНИСТЫЕ АГГРЕГАТЫ РУТИЛА В ОБРАЗЦАХ, ОТОБРАННЫХ ИЗ ПЛАСТОВ ЮК₉ (Д) И ЮК₁₀ (Е)



1 – многочисленные мелкие зерна сидерита, имеющие состав $(\text{Ca}_{0.12}, \text{Mg}_{0.25}, \text{Fe}_{0.63})[\text{CO}_3]$ с каолинитом, 2 – зерно апатита, 3–5 – кварц (A); 6 – альбит, 1 – углефицированный растительный детрит, 2 – мелкокристаллический сидерит состава $(\text{Ca}_{0.05}, \text{Mg}_{0.25}, \text{Fe}_{0.70})[\text{CO}_3]$ (B); состав сидерита – $(\text{Ca}_{0.10}, \text{Mg}_{0.17}, \text{Fe}_{0.73})[\text{CO}_3]$ (B); $(\text{Ca}_{0.07}, \text{Mg}_{0.33}, \text{Fe}_{0.60})[\text{CO}_3]$ (Г); левая часть снимка Б сделана в обычном, правая – в КОМПО-режимах, мелкие зерна сидерита на правом снимке выделяются светло-серым цветом

ления и миграция углекислого газа в ближайшие вышележащие проницаемые горизонты. Известно [5, 6], что процесс разгазирования приводит не только к образованию карбонатных минералов в соответствии

с уравнением (4), но и к калиевому метасоматозу, в результате которого становится возможным возникновение эпигенетической гидрослюды, смешанослойных образований (см. рис. 6, А, Б) и даже адуляра [1].

Кроме катионов, в процессе гидротермального воздействия, в соответствии с уравнениями (1-3), в поровую воду поступает кремнезем (за исключением реакции кислотно-го гидролиза с участием аортита), который (кремнезем) обычно отлагается на поверхности кварцевых зерен, придавая им совершенную кристаллографическую огранку (см. рис. 1, В, Г), либо из него вырастают новообразованные мелкие кристаллы кварца (см. рис. 2, А), либо, наконец, в случае резкого падения порового давления и температуры, он может выделиться в виде микрозернистой практически не ограниченной массы мелких зерен в структурной форме халцедона (см. рис. 2, Б). Если растворенный кремнезем может удаляться вместе с раствором из зон реакции с исходными минералами, то в соответствии с реакциями (1) и (3) в осадках будет формироваться вторичная емкость, причем максимально возможная вторичная пористость возникнет за счет растворения альбита согласно (3). Именно такая ситуация наблюдается при растворении плагиоклазовых пертитов — от основных до самых кислых (см. рис. 2, В, Г).

Самым активным нейтрализатором кислых гидротерм выступает хлорит (уравнение (1)). Если, в силу низкой проницаемости осадков, процесс массопереноса затруднен и отсутствует свободное поровое пространство для роста новообразованных кристаллов каолинита, то каолинит замещает исходный обломочный хлорит, формируя псевдоморфозы (см. рис. 4, А, Б). Однако основная масса эпигенетического (гидротермального) каолинита и/или диккита, образующегося в соответствии с уравнениями (1-3), отлагается в открытых порах (см. рис. 1, 5).

Прежде чем решить, в каких из рассмотренных разновидностях микропуст может содержаться остаточная вода, напомним, что подразумевается под термином “остаточная вода”. Остаточная вода — это

вода, оставшаяся в УВ-залиже после ее формирования [4, 7]. Ее содержание обычно выражают через коэффициент остаточной водонасыщенности (K_{bo}), характеризующий долю порового пространства породы, занятого ею (выражается в процентах или долях единицы). Исходя из приведенного определения остаточной водонасыщенности, значение K_{bo} не является константой, напротив, оно будет изменяться по высоте залежи от максимального значения ($K_{\text{bo}_{\text{max}}}$), соответствующего величине K_{bo} (водонасыщенность в зоне, содержащей остаточную нефть, что соответствует положению водонефтяного контакта (ВНК), до минимального значения ($K_{\text{bo}_{\text{min}}}$) в самой верхней (Апикальной) части УВ-залижи [1]. В петрофизической литературе под “остаточной водонасыщенностью” обычно понимается именно минимальное значение K_{bo} , поэтому для краткости вместо термина $K_{\text{bo}_{\text{min}}}$ будет использоваться обычно употребляемый термин K_{bo} .

Для определения значений K_{bo} в рассматриваемых отложениях воспользуемся методикой расчета величин капиллярных давлений (P_k) в этих отложениях, подробно описанной в работе [4]. Для этого, используя в качестве исходной информации материалы по подсчету запасов, примем, что высота УВ-залижи в среднеуральских отложениях рассматриваемой площади составляет 60 м, а в нижнеуральских отложениях — 80 м. Так как нефть, присутствующая в средне- и нижнеуральских отложениях, легкая, то для оценочных расчетов примем, что её плотность равна 0,7 г/см³, а значение поверхностного натяжения на границе нефть — вода в пластовых условиях составляет $45 \cdot 10^{-3}$ Н/м [4]. Тогда в соответствии с известным уравнением

$$P_{k_{\text{lab}}} = \{h(\rho_b - \rho_h)\sigma_{bg}\} / 10\sigma_{bh}, \quad (5)$$

где $P_{k_{\text{lab}}}$ — значение капиллярного давления, определенное в лабора-

торных условиях (в атмосферных условиях); h — высота залежи; ρ_b , ρ_h — плотность воды и нефти соответственно; σ_{bg} , σ_{bh} — значения поверхностного натяжения на границах вода — газ и вода — нефть соответственно, значения $P_{k_{\text{lab}}}$ для средне- и верхнеуральских отложений равны соответственно $(2,88 \text{ и } 3,84) \cdot 10^5$ Па.

Воспользуемся другим известным уравнением, полученным Лапласом,

$$P_k = 2\sigma_{bg}\cos\theta / r_k, \quad (6)$$

где θ — краевой угол смачивания между мениском на границе вода — воздух и твердой поверхностью, который для гидрофильных пород обычно принимается близким к 0. Поэтому для оценочных расчетов можно воспользоваться упрощенной записью этой формулы:

$$r_k = 2\sigma_{bg}/P_k. \quad (7)$$

Используя эту формулу, несложно определить граничные значения радиусов каналов (r_k^{gr}) в породах рассматриваемых отложений, в которых при принятых условиях будет содержаться остаточная вода. Таким образом, поры, присутствующие в рассматриваемых отложениях, размеры которых $\leq r_k^{gr}$, окажутся заполненными остаточной водой. Так, для среднеуральских отложений r_k^{gr} составит 0,50 мкм, а для нижнеуральских — 0,38 мкм. Здесь, однако, следует отметить, что полученные граничные значения радиусов пор и каналов в коллекторах справедливы для гидрофильных коллекторов, каковыми являются среднеуральские отложения. Нижнеуральские осадки в большей или меньшей степени гидрообезвожены [1], из-за этого значение r_k^{gr} на самом деле будет еще меньше.

Если все типы пустот, встречающиеся в обломках минералов и цементе, начиная от самых мелких (узких щелевидных между соседни-

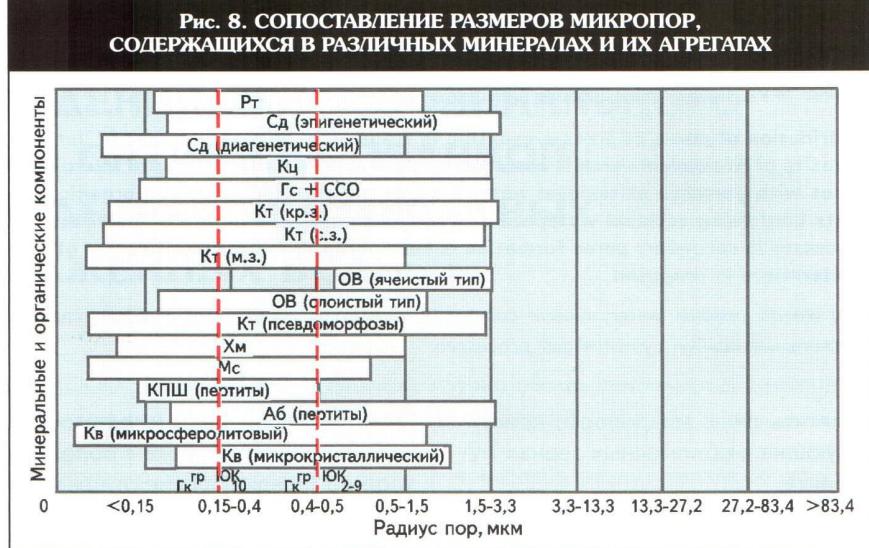
ми кристаллами) до самых крупных (расположенных между их агрегатами), нанести на график для анализа распределения их по размерам, то легко заметить, что все они занимают приблизительно один диапазон, изменяющийся от 0,05–0,08 до 1,50–3,50 мкм (рис. 8).

Из полученных данных следует, что остаточная вода содержится во всех рассмотренных выше минеральных и органических компонентах, исключая лишь углефицированный растительный детрит с ячеистой микротекстурой (см. рис. 8).

Самые крупные из рассмотренных выше пустот, имеющих радиус примерно более 0,4–0,5 мкм (присутствующих обычно между агрегатами эпигенетических минералов), содержат подвижные флюиды, представленные УВ и поровой водой, остаточная вода обычно присутствует в более мелких пустотах (см. рис. 8).

Судя по результатам изучения вещественного состава рассматриваемых отложений, в среднеюрских продуктивных пластах остаточная вода связана со следующими минеральными и органическими компонентами, расположеными в порядке убывания ее содержания в них: эпигенетический поровый каолинит, обломки терригенных слюд, раннедиагенетический сидерит, обломочный хлорит, эпигенетический кальцит и углефицированный растительный детрит. С остальными минералами, а именно микропертитовыми калиевым полевым шпатом и альбитом, а также микрозернистым рутилом (лейкоксеном) связано незначительное количество остаточной воды. Однако в некоторых случаях, когда значительная часть порового пространства занята эпигенетическим кальцитом, он переходит на первое место по содержанию остаточной воды.

В нижнеюрских отложениях остаточная вода присутствует в следующих минеральных и органических компонентах, также расположенных в порядке убывания ее содержания в них: эпигенетический поровый каолинит (диккит), обломки слюды, эпигенетическая гидрослюдя и смешанослойные образования, эпигенетический микрокри-



Кв – кварц, Аб – альбит, КПШ – калиевый полевой шпат, Mc – мусковит, Хм – хлорит, Кт – каолинит, Гс – гидрослюдя, ССО – смешанослойные образования, Кц – кальцит, Сд – сидерит, Pt – рутил, м.з. – мелкозернистый, с.з. – среднезернистый, кр.з. – крупнозернистый

сталлический сидерит, микрокристаллический и микросферолитовый эпигенетический кварц, углефицированный растительный детрит. С остальными минералами, а именно микропертитовым альбитом, рутилом (лейкоксеном) и эпигенетическим кальцитом, связано незначительное количество остаточной воды. Однако в некоторых случаях, когда значительная часть порового пространства занята эпигенетическим кальцитом, он переходит на первое место по содержанию остаточной воды.

Таким образом, в обломочной части рассматриваемых отложений остаточная вода присутствует главным образом в обломках слюд, хлоритов и органическом детрите. Поры, присутствующие в этих минералах и органическом детрите, можно условно назвать “седиментогенными”, так как обломочный материал накапливался в седиментогенезе.

Микропоры, присутствующие в сидеритовых микростяжениях, условно назовем “раннедиагенетическими” – по времени их возникновения.

Наконец, пустоты, присутствующие в “сотовых” полевых шпатах,

глинистом и карбонатном цементе, относятся к наиболее поздним по времени образования, и их условно можно назвать “эпигенетическими” или “катагенетическими”. Поскольку в формировании эпигенетических минералов активное участие принимали гидротермальные растворы [1-4], то их можно назвать “эпигенетическими гидротермальными”.

Таким образом, структура порового пространства погружающихся осадков постоянно изменяется и в значительной степени это касается мелких пустот, в которых содержится остаточная вода. В наиболее эпигенетически (в том числе гидротермально) преобразованных нижнеюрских коллекторах основная часть остаточной воды содержится в новообразованных глинистых минералах, представленных каолинитом (диккитом), гидрослюдой и смешанослойными образованиями, а также близких по времени образования микрокристаллических и микросферолитовых агрегатах кварца и халцедона. Из седиментогенных пустот, содержащих остаточную воду, сохранившихся в рассматриваемых отложениях, можно

RESIDUAL WATER IN FRAGMENTS AND CEMENT OF JURASSIC PRODUCTIVE DEPOSITS OF KRASNOLENIN ARCH (WEST SIBERIA)

Zubkov M.Yu. (ООО "West Siberian geological centre")

Distribution of pores by sizes presenting in fragmental part and cement of Jurassic deposits of Krasnolenin arch is considered in the article. Critical sizes of microinterstices with presence of residual water were established, minerals and organic remnants containing residual water were distinguished. Participation of hydrothermal processes in secondary pores formation is considered. Genetic classification of microinterstices is proposed.

Key words: residual water; mineral composition; reservoir rocks; sizes of pores; capillary pressure; wettability; hydrothermal processes.

отметить лишь микропоры, присутствующие в обломочных зернах мусковита.

Выходы

На примере рассмотренных средне- и нижнеюрских отложений Красноленинского свода показано, что остаточная вода присутствует в них как в обломочной, так и цементирующей частях осадков. По времени и способу возникновения мелких пустот, в которых содержится связанная вода, их можно условно подразделить на седиментогенные (содержащиеся в обломочных зернах, например, терригенных слюдах и хлоритах, а также в углефицированном растительном детрите), раннедиагенетические (в микростяжениях сидерита), эпи- или катагенетические гидротермальные (пустоты, возникшие за счет выщелоченных гидротермальными растворами неустойчивых пертитов, присутствующих в обломочных зернах полевых шпатов, а также в новообразованных микрокристаллических и микросферолитовых агрегатах кварца, и, наконец, в глинистых и карбонатных минералах, выросших в поровом пространстве пород).

Основная часть остаточной воды в рассматриваемых отложениях присутствует в микропустотах эпигенетического каолинита и/или диккита, возникших вследствие разложения неустойчивых обломочных минералов под действием гидротермальных флюидов [1-4].

Значительная часть остаточной воды содержится также в обломках хлорита (среднеюрские отложения) и слюд (средне- и нижнеюрские отложения).

Микропустоты, присутствующие в обломочной и цементирующими частях рассмотренных отложений, можно условно разделить по их размерам на два класса. Первый — субмикроскопический. К этому классу относятся субмикроскопические пустоты, присутствующие между соседними кристаллами, например, слюд, хлоритов, каолинита (диккита) и карбонатов. Эти пустоты обычно имеют узкий (щелевидный) облик и характеризуются размерами их полуширины, варьирующей в среднем от 0,03-0,05 до 0,30-0,60 мкм. Эти поры в подавляющем большинстве случаев заполнены остаточной ("неподвижной") водой. Второй класс — это микроскопические поры, присутствующие обычно между агрегатами эпигенетических минералов или в обломках "сотовых" полевых шпатов (между сохранившимися пертитами). Эти пустоты имеют более крупные размеры, изменяющиеся в среднем от 0,65-1,00 до 3,50-5,00 мкм. В них содержатся подвижные флюиды, представленные УВ и поровой водой.

Литература

1. Зубков М.Ю. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) / М.Ю.Зубков, С.В.Дворак,

Е.А.Романов, В.Я.Чухланцева // Литология и полез. ископаемые. — 1991. — № 3.

2. Зубков М.Ю. Прогноз зон повышенной нефтегазовой продуктивности тектоно-гидротермального происхождения на основе комплексирования геофизических методов и тектонофизического моделирования. Геологической службе России 300 лет / М.Ю.Зубков, П.М.Бондаренко, А.В.Гетман // Международная геофизическая конференция. Тез. докладов. — СПб., 2000.

3. Зубков М.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава / М.Ю.Зубков, Г.Ю.Шведенков // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Пятая научно-практическая конференция). Т. I. — Ханты-Мансийск, 2002.

4. Зубков М.Ю. Остаточная водонасыщенность и капиллярное давление в углеводородной залежи / М.Ю.Зубков, В.В.Колпаков // Горные ведомости. — 2010. — № 7 (74).

5. Набоко С.И. Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. — М.: Наука, 1970.

6. Набоко С.И. Элементы-индикаторы в экскальационном и гидротермальном процессах / С.И.Набоко, С.Ф.Главатских // Вулканология и сейсмология. — 1985. — № 4.

7. Словарь по геологии нефти и газа. — Л.: Недра, 1988.

8. Тиаб Дж. Петрофизика: теория и практика изучения коллекторских свойств горных пород и движения пластовых флюидов / Дж.Тиаб, Эрл Ч.Дональдсон // Пер. с английского. — М.: Изд-во ООО "Премиум Инжиниринг", 2009.

9. Элланский М.М. Петрофизические основы комплексной интерпретации данных геофизических исследований скважин (методическое пособие). — М.: Изд-во ГЕРС, 2001.

© М.Ю.Зубков, 2013

Михаил Юрьевич Зубков,
директор,
кандидат геолого-минералогических наук,
ZubkovMYu@mail.ru.