

# ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**РАЗРАБОТКА АКТУАЛИЗИРОВАННОЙ  
СХЕМЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО  
РАЙОНИРОВАНИЯ УРАЛО-СИБИРСКОГО  
РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ПРЕЦИЗИОННЫХ  
U-РЬ ДАТИРОВОК АБСОЛЮТНОГО  
ВОЗРАСТА ПОРОД И СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ  
РАБОТ ОГТ**

**ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТЬ УЧЕТА  
ДЕФОРМАЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ  
ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ  
В ПРОЦЕССЕ ИХ РАЗРАБОТКИ**

**ЯМАЛ В «СТРАТЕГИИ – 2020»**

*«Богатство недр  
есть залог величия державы»*

*М.В. Ломоносов*

## ГДЕ «ПРЯЧЕТСЯ» ОСТАТОЧНАЯ ВОДА?

М. Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень

### АННОТАЦИЯ

*Определены размеры пустот, присутствующих в различных минералах и их агрегатах, которые входят в состав юрских продуктивных отложений Красноленинского свода. Дана оценка и проведено сравнение размеров пор, занятых остаточной водой, и пустот, присутствующих в различных минералах и углефицированном растительном детрите.*

### КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

*Остаточная водонасыщенность, коэффициент водоудерживающей способности, распределение пор по размерам, узкие поры, изометричные поры.*

## WHERE DOES RESIDUAL WATER HIDE?

M. Yu. Zubkov

ООО ZapSibGC, Tyumen

### ABSTRACT

*Void size in different minerals and their concretions in Jurassic pay zone within Krasnoleninsky dome are determined. Evaluation is given; comparison of size of pores filled by residual water and voids in different minerals and carbonaceous plant detritus is performed.*

### KEY WORDS

*Residual water saturation, water-storage capacity index, pore size distribution, small pores, isometric pores.*

## ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших параметров, используемых при подсчете запасов углеводородов, которые находятся в том или ином продуктивном пласте, является содержание в нем остаточной воды. 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 [5, 6]. Поэтому целью настоящей публикации является восполнение этого пробела, для чего выполнено рассмотрение структуры порового пространства минеральных агрегатов различного состава и происхождения путем выделения тех пустот, в которых в природных условиях присутствует остаточная вода.

В качестве основы для написания настоящей работы послужили результаты изучения 278 снимков, полученных с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ). Образцы, которые использованы для исследований, были отобраны из двух скважин, пробуренных в пределах Краснотеннинского свода и вскрывших средне- и нижнеюрские продуктивные отложения (пласты ЮК<sub>2-9</sub> и ЮК<sub>10</sub> соответственно).

Для характеристики размеров пустот в зависимости от их морфологии использовались два параметра. Если пора имела округлую форму, то ее размеры характеризовались ее радиусом. В том случае когда пустота имела щелевидную форму, то есть один ее линейный размер резко превышал другой, как, например, у пор, находящихся между соседними чешуйками слюд и/или хлоритов, то с целью геометрической характеристики принималась величина половины расстояния между соседними чешуйками, то есть половина ее минимального линейного размера.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Среднеюрские продуктивные отложения (пласты ЮК<sub>2-9</sub>), из которых были отобраны образцы для проведения исследований, характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). Пористость в среднем варьирует от 16 до 19%, проницаемость — от 1 до 7—9 мД, а водоудерживающая способность или коэффициент водоудерживающей способности (*K<sub>вс</sub>*) изменяется от 40—45 до 55—60%. В образцах в небольшом количестве присутствуют мелкие открытые поры,

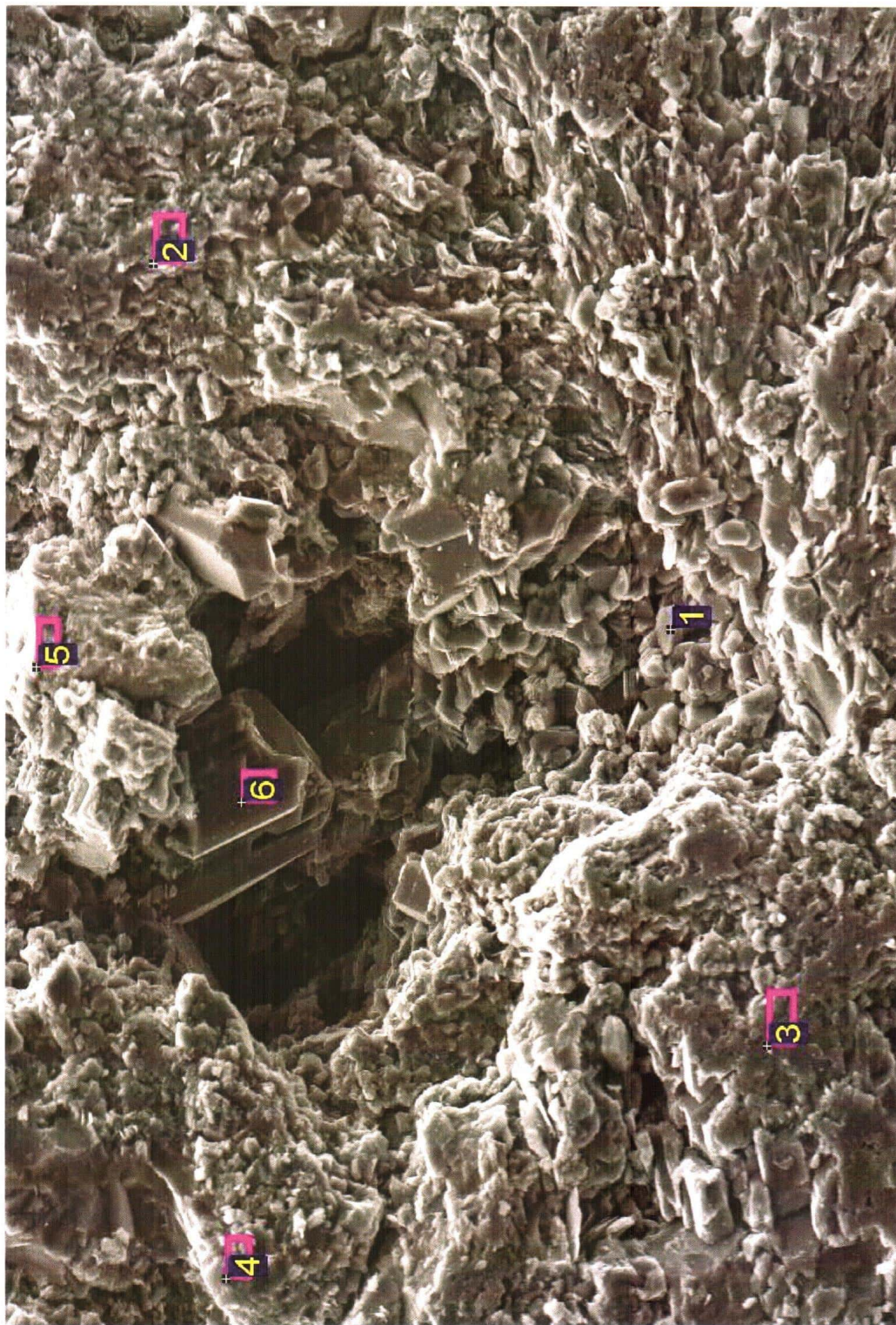
диаметр которых редко превышает 100—150 мкм (рис. 1а). Гораздо чаще поры практически полностью заполнены многочисленными агрегатами эпигенетического каолинита (рис. 1б).

Рассматриваемые продуктивные отложения чаще всего сложены сильно алевритистыми мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми крупнозернистыми алевролитами, преимущественно имеющими слоистую текстуру. Минеральный состав обломочной части представлен кварцем, кислыми плагиоклазами (чаще альбитом), калиевым полевым шпатом, щелочными (кали-натровыми) полевыми шпатами, слюдами, хлоритами, а также обломками кремнистых и слюдистых или хлорит-серицитовых сланцев. Цементом обычно являются карбонатные (кальцит и сидерит) и глинистые (преимущественно каолинит) минералы. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют мелкозернистые агрегаты рутила (типа лейкоксена), аутигенный пирит и углефицированный растительный детрит.

Нижнеюрские продуктивные отложения (пласт ЮК<sub>10</sub>) 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 мД, изредка поднимаясь до 17 мД. Величина *K<sub>вс</sub>* варьирует в довольно широком диапазоне от 22—25 до 55—60%.

Они представлены чаще всего крупнозернистыми песчаниками со значительной примесью гравелитовой фракции, часто имеющими массивную, реже прерывистую грубослоистую 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. Породы пласта ЮК<sub>10</sub> сложены главным образом кварцем с небольшой примесью щелочных полевых шпатов (альбит и калишпат) и мусковита (рис. 2). Обломочные зерна кварца часто покрыты регенерационными гранями, причем в процессе регенерации новообразованный кварц часто захватывает выросшие раньше него кристаллы каолинита и диккита (рис. 2б, 2в).

Цементом в нижнеюрских грубозернистых песчаниках часто является регенерационный кварц (то есть цемент имеет кремнистый состав). Кроме того, очень широко развит поровый эпигенетический каолинит и диккит, доля которых нередко достигает 85—90% и даже больше от суммы всех глинистых минералов. Оставшиеся 10—15% от суммы глинистых минералов приходится на пленочный эпигенетический иллит и ССО.



Electron Image 1

100µm

Условные обозначения:  
цифрами обозначены  
следующие минералы:  
на снимке а:  
1 — поровый каолинит;  
2, 4 — кварц;  
3, 5, 6 — альбит;

а

Условные обозначения:  
цифрами обозначены  
следующие минералы:

на снимке б:  
1 — терригенный хлорит;  
2 — поровый каолинит;  
3, 5, 6 — кварц;  
4 — калиевый полевой  
шпат.

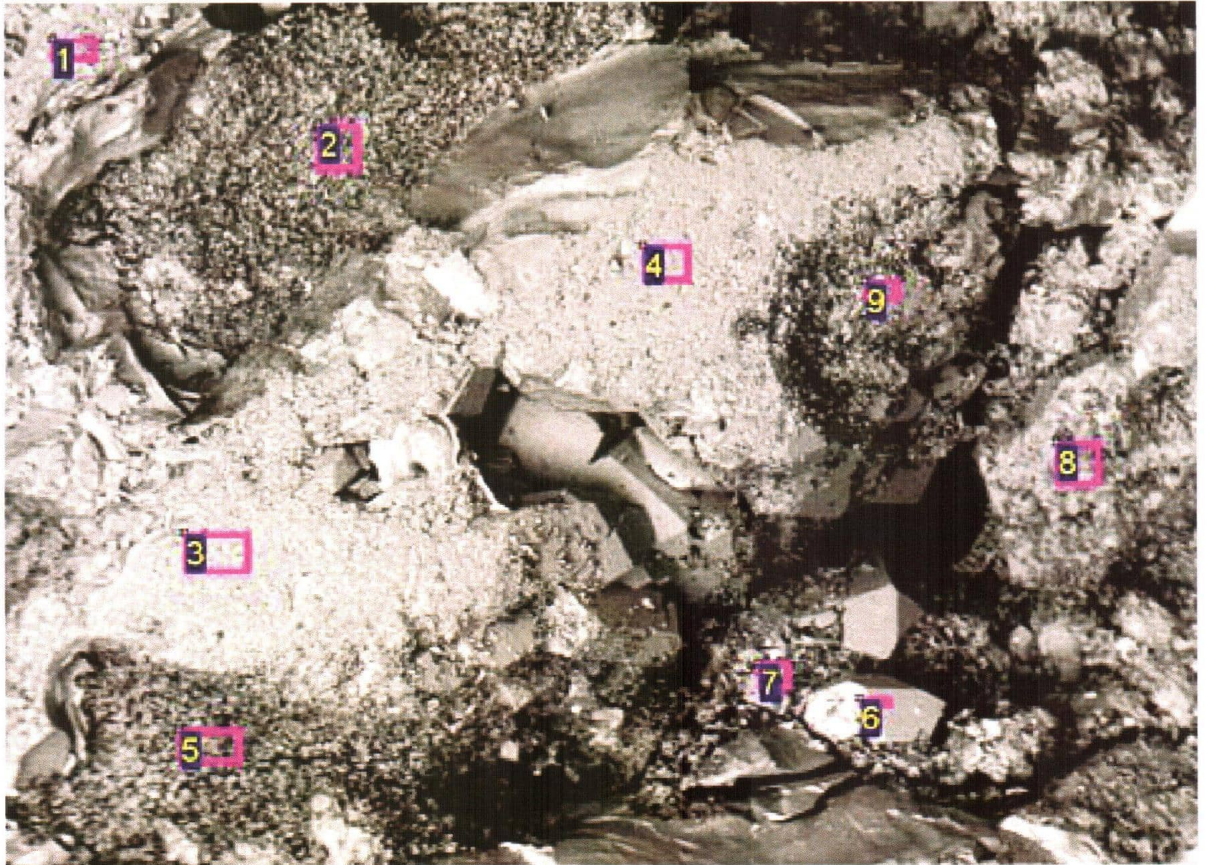


Electron Image 1

100µm

Рис. 1. Снимки РЭМ поверхности образцов, отобранных из среднеюрских отложений (пласты ЮК<sub>2-9</sub>):  
а — с открытой порой, б — с порами, заполненными многочисленными агрегатами эпигенетического каолинита

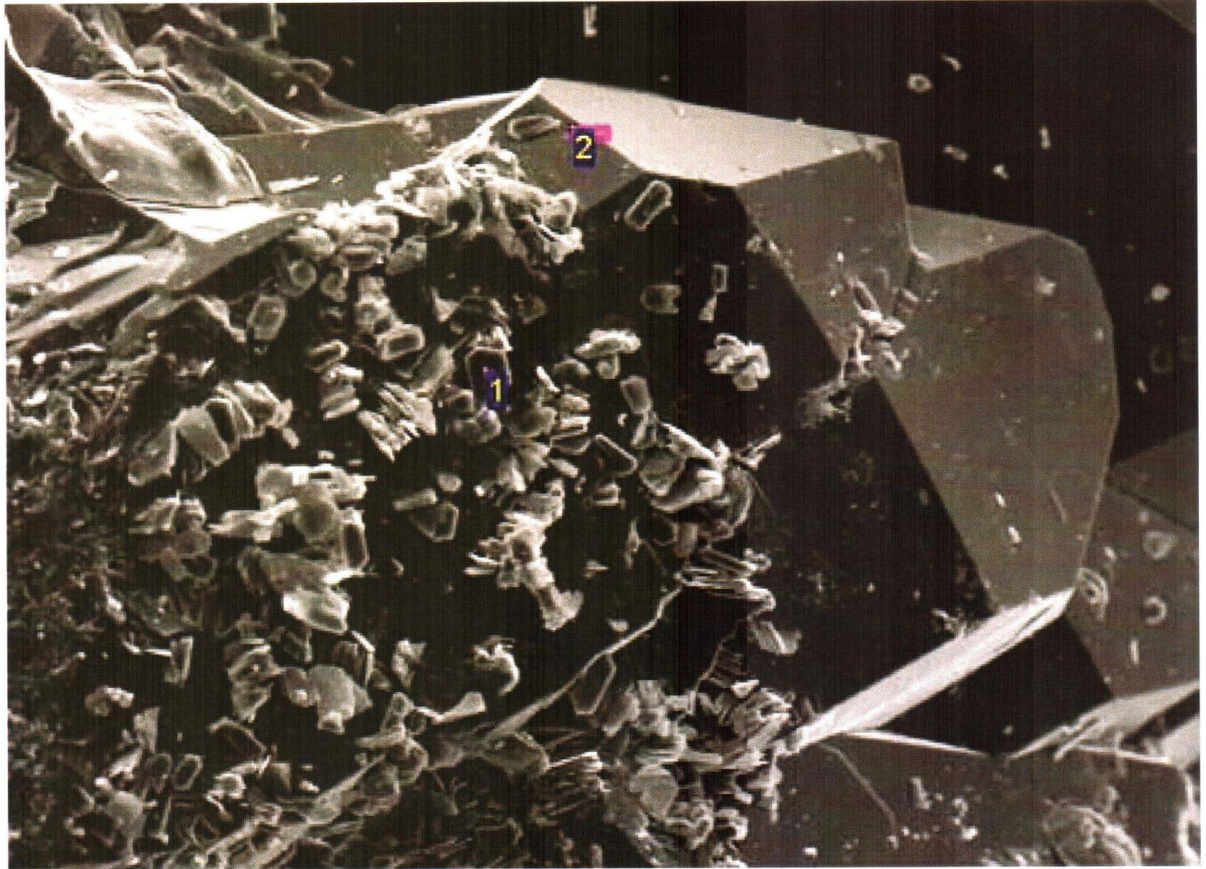
а



1mm

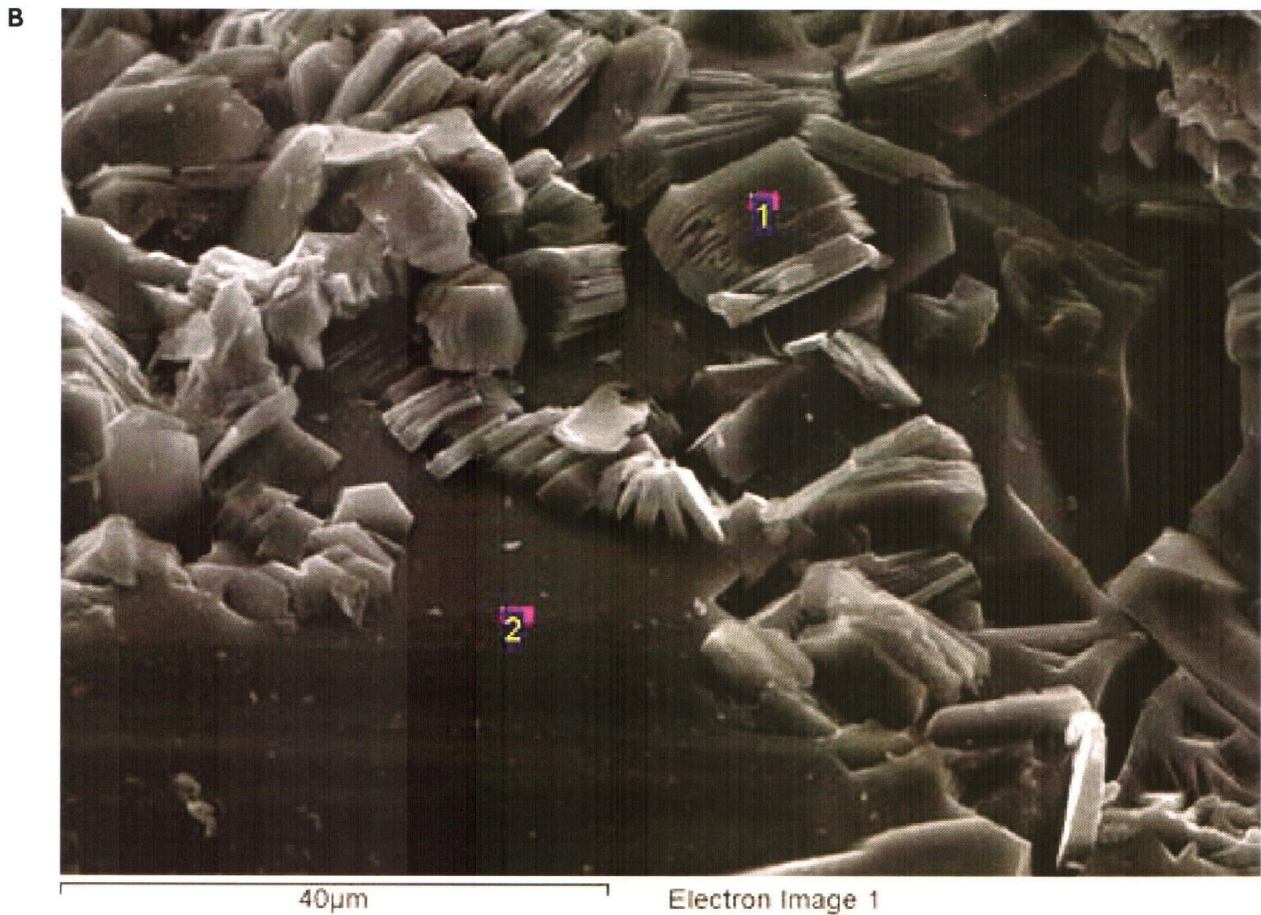
Electron Image 1

б



200µm

Electron Image 1



Условные обозначения:

цифрами обозначены следующие минералы:

на снимке а:

1, 3, 4, 6 — кварц;

2, 5 — каолинит;

7—9 — кварц с каолинитом на его поверхности;

на снимках б и в:

1 — каолинит (диккит);

2 — кварц.

Рис. 2. Снимки РЭМ образцов, отобранных из нижнеюрских отложений (пласт ЮК<sub>10</sub>):

общий вид поверхности грубозернистого кварцевого песчаника с порами, открытыми и заполненными эпигенетическим каолинитом (а); увеличенный фрагмент регенерированных зерен кварца с кристаллами каолинита на их поверхности (б); еще более увеличенный фрагмент регенерированного зерна кварца с захваченными им в процессе роста кристаллами каолинита и диккита (в)

Рассмотрим более подробно распределение микропустот, связанное с различными минералами, которые входят 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, о чем уже говорилось выше. Собственно сами обломочные зерна кварца обычно не содержат в себе микропустоты (см. рис. 1, 2). Более того, они часто покрыты гладкими регенерированными гранями. Однако в пласте ЮК<sub>10</sub> отмечается не только интенсивная регенерация обломочных зерен кварца, но и образование мелкокристаллических агрегатов эпигенетического (гидротермального) кварца (рис. 3а, 3б) [3]. Между новообразованными микроскопическими кристаллами кварца, имеющими размеры примерно от 3 до 30 мкм, отмечаются многочисленные вторичные поры с радиусом от 0.2 до 2.6 мкм (см. рис. 3а, 3б). Описываемые агрегаты эпигенетического микрокристаллического кварца, напоминающие по форме микродрозы, обнаружены только в нижнеюрских продуктивных отложениях, а в среднеюрских отложениях их обнаружить не удалось.

Иногда встречаются поры, заполненные многочисленными агрегатами микросферолитового кремнезема (рис. 3в), предположительно представленного халцедоном (тонковолокнистый  $\alpha$ -кварц). Размеры халцедоновых микросферолитов составляют 0.4—1.0 мкм, пустоты между соседними сферолитами — 0.03—0.08 мкм, а между их агрегатами — 0.2—2.0 мкм (см. рис. 3в). Микронзондовый элементный анализ показал, что вместе с халцедоновыми микросферолитами присутствует небольшое количество (единичные микроскопические чешуйки) эпигенетического каолинита. При макроскопическом описании образцов эти рыхлые белые агрегаты часто путают с эпигенетическим поровым каолинитом.

Обломочные зерна **полевых шпатов**, как и кварц, обычно не содержат в себе микропустоты, напротив, они (чаще всего альбит) иногда подобно кварцу покрываются регенерированными гранями и приобретают правильную кристаллографическую огранку (см. рис. 1а, цифра б). Однако под действием гидротермальных флюидов неустойчивые разновидности полевых шпатов растворяются, и вместо них появляются вторичные микропоры (рис. 4). Вторичные поры возникают в обломочных зернах полевых шпатов, сложенных двумя разновидностями, представляющими собой структуры распада их твердых растворов, называемых пертитами, за счет растворения одного из них, который является неустойчивым по отно-

шению к гидротермальным флюидам. Так, продуктами распада твердого раствора плагиоклазов являются две фазы, одной из которых является кислый плагиоклаз (обычно это альбит), а второй — более основной плагиоклаз (битовнит или даже анортит), который гораздо менее устойчив, чем альбит, а потому легко растворяется гидротермальными растворами. В результате этого возникают своеобразные микропористые («сотовые») зерна, сложенные оставшимися пертитами альбитового состава (см. рис. 4а). Иногда процессы растворения и перекристаллизации приводят к образованию по альбитовым пертитам регенерированных и даже новообразованных мелких кристаллов альбита (см. рис. 4б). Длина оставшихся пертитов альбитового состава составляет 5—25 мкм, а ширина — 1—4 мкм (см. рис. 4а). Размеры перекристаллизованных пертитов альбитового состава, присутствующих в виде отдельных кристаллов того же состава, изменяются от 2.5 до 24 мкм (см. рис. 4б). Размеры вторичных пор в первом случае составляют 0.25—1.5 мкм, а во втором — 0.4—4 мкм (см. рис. 4а и 4б соответственно).

Механизм формирования вторичной пористости в «сотовых» калиевых полевых шпатах точно такой же, как и в рассмотренных выше зернах альбита. Только в этом случае пертиты возникают вследствие распада твердых растворов щелочных полевых шпатов калиево-натриевого состава, вследствие чего одни пертиты имеют практически чисто калиевый состав, а другие — натровый с небольшой примесью кальция (плагиоклазовый минал). Калиевые полевые шпаты являются более устойчивыми 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 этого возникают описанные выше «сотовые» зерна калиевых полевых шпатов, содержащие многочисленные вторичные поры продолговатой формы, ориентированные субпараллельно по отношению друг к другу (рис. 4в, 4г). Размеры вторичных пор, возникших за счет растворения альбитовых пертитов, варьируют в пределах от 0.125 до 0.5 мкм (см. рис. 4в, 4г).

Обломочные зерна слюд и, 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. 5). Часть зерен мусковита имеет преимущественно узкие (щелевидные) микропоры, расположенные субпараллельно по отношению друг к другу между соседними пластинчатыми кристаллами (см. рис. 5а).



Другие наряду со щелевидными обладают более крупными «изометричными» микропорами, расположенными между агрегатами чешуевидных кристаллов мусковита (см. рис. 5б). Размеры отдельных листочков, слагающих обломочные зерна мусковита, изменяются в широких пределах от 0.8 до 40 мкм и даже более (см. рис. 5). Диапазон изменения полуширины узких (щелевидных) пор, расположенных между соседними листочками, заметно меньше и изменяется в пределах от 0.05 до 0.45 мкм. «Изометричные» поры, расположенные между агрегатами чешуевидных кристаллов мусковита, больше и имеют размеры от 0.55 до 1.2 мкм (см. рис. 5). Обратим внимание на тот факт, что обломочные зерна слюд встречаются как в средне-, так и нижнеюрских отложениях.

В отличие от слюд обломочные зерна терригенного **хлорита** встречены только в среднеюрских продуктивных отложениях, в нижнеюрских осадках он практически полностью отсутствует. Отдельные пластинки, слагающие зерна хлорита, имеют размеры от 1.5 до 10—45 мкм и более (рис. 6). Как и в слюдах, в хлоритах можно условно выделить две основные разновидности пустот. Первая — это узкие (щелевидные) поры, полуширина которых варьирует в пределах от 0.1 до 0.5 мкм, и вторая — это поры более «изометричной» формы, расположенные между агрегатами листовидных кристаллов хлорита, размеры этой разновидности пустот изменяются от 0.5 до 1.5 мкм (см. рис. 5).

В рассматриваемых отложениях иногда встречаются **псевдоморфозы каолинита**, развитые по обломочным зернам хлорита, которые полностью наследуют микротекстурные особенности исходного минерала (рис. 7). Поэтому по формальному признаку их можно было бы отнести к рассмотренным выше обломкам хлорита. Тем не менее исходя из того, что они имеют каолиновый 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 листочков 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 0.5 мкм, а «изометричных» пустот — от 1 до 3 мкм (см. рис. 7).

Кроме обломков минералов в составе рассматриваемых отложений встречается углефицированный растительный детрит, сохранивший в большей или меньшей степени исходную клеточную микротекстуру, с которой связано наличие в них мелких пустот (рис. 8). Некоторые органические остатки по своей текстуре напо-

минают слоистые алюмосиликаты типа слюд и хлоритов (см. рис. 8а), другие имеют явную микроклеточную («изометричную») форму (см. рис. 8б). 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 мкм (см. рис. 8а). В углефицированных древесных остатках с сохранившейся клеточной микротекстурой все поры условно можно отнести к «изометричным», имеющим радиус 0.65—3.25 мкм (см. рис. 8б).

Обломочные зерна в рассматриваемых отложениях сцементированы кремнистым, глинистым и карбонатным типами цемента. Кремнистый цемент для нас не представляет интереса как потенциальное вместилище вторичных пустот, так как он, наоборот, приводит к регенерации кварцевых зерен, 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 от суммарного содержания глин. Анализ полученных снимков РЭМ показал, что, исходя из размеров его кристаллов, можно условно выделить три разновидности каолинового 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. 9а, 9б). Размеры узких (щелевидных) пор, расположенных между соседними чешуйками, составляют от 0.05 до 0.08 мкм, а между их агрегатами — от 0.1 до 1.5 мкм (см. рис. 9а, 9б). 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—15 мкм. Они хорошо окристаллизованы, имеют четкие грани и часто представляют собой многочисленные плотные буклетовидные агрегаты, заполняющие собой поровое пространство (рис. 9в, 9г). Отдельные кристаллы обычно плотно прилегают друг к другу, поэтому узкие (щелевидные) поры присутствуют в них в небольшом количестве, и их полуширина или полуоткрытость составляет от 0.08—0.1 до 0.15—0.25 мкм (см. рис. 9в, 9г). Размеры пор, расположенных между агрегатами эпигенетического каолинита рассматриваемой разновидности, в среднем варьируют

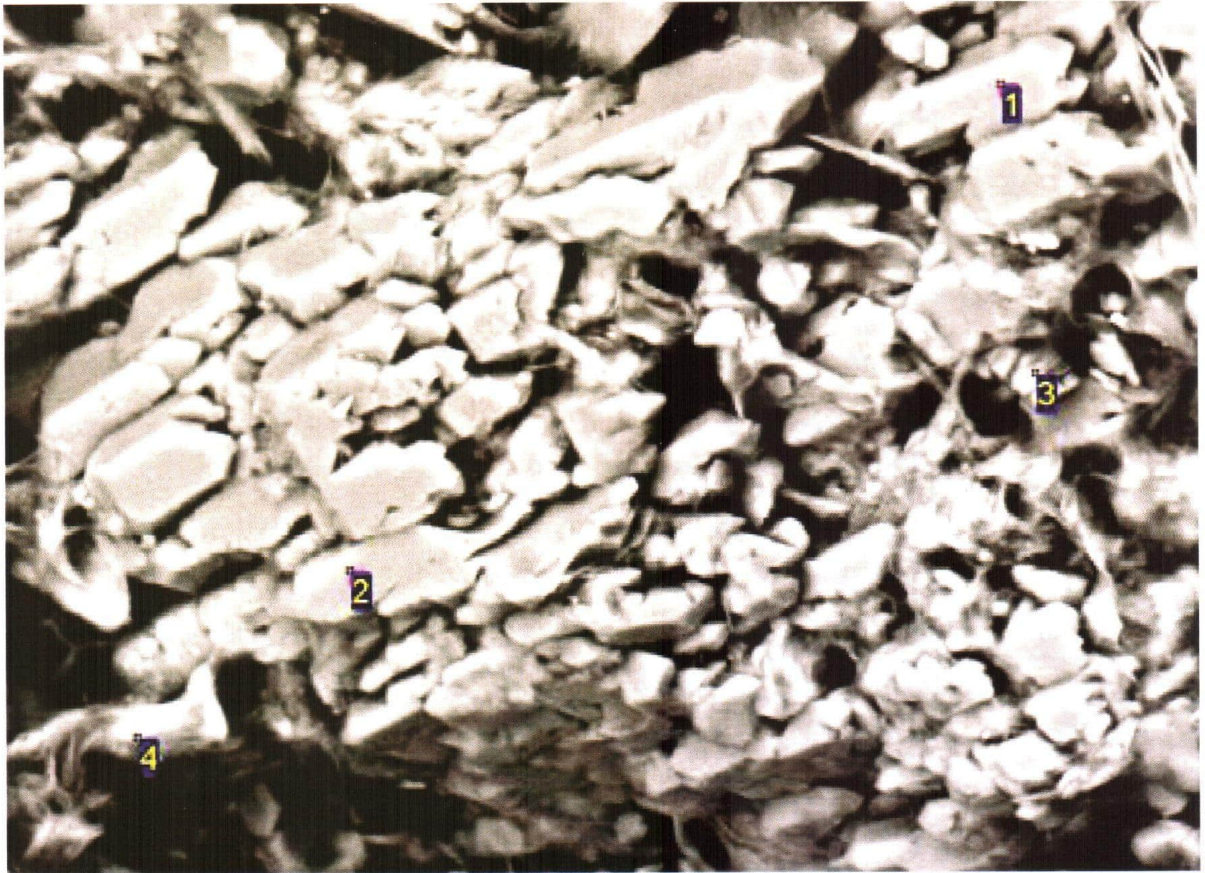
а



100µm

Electron Image 1

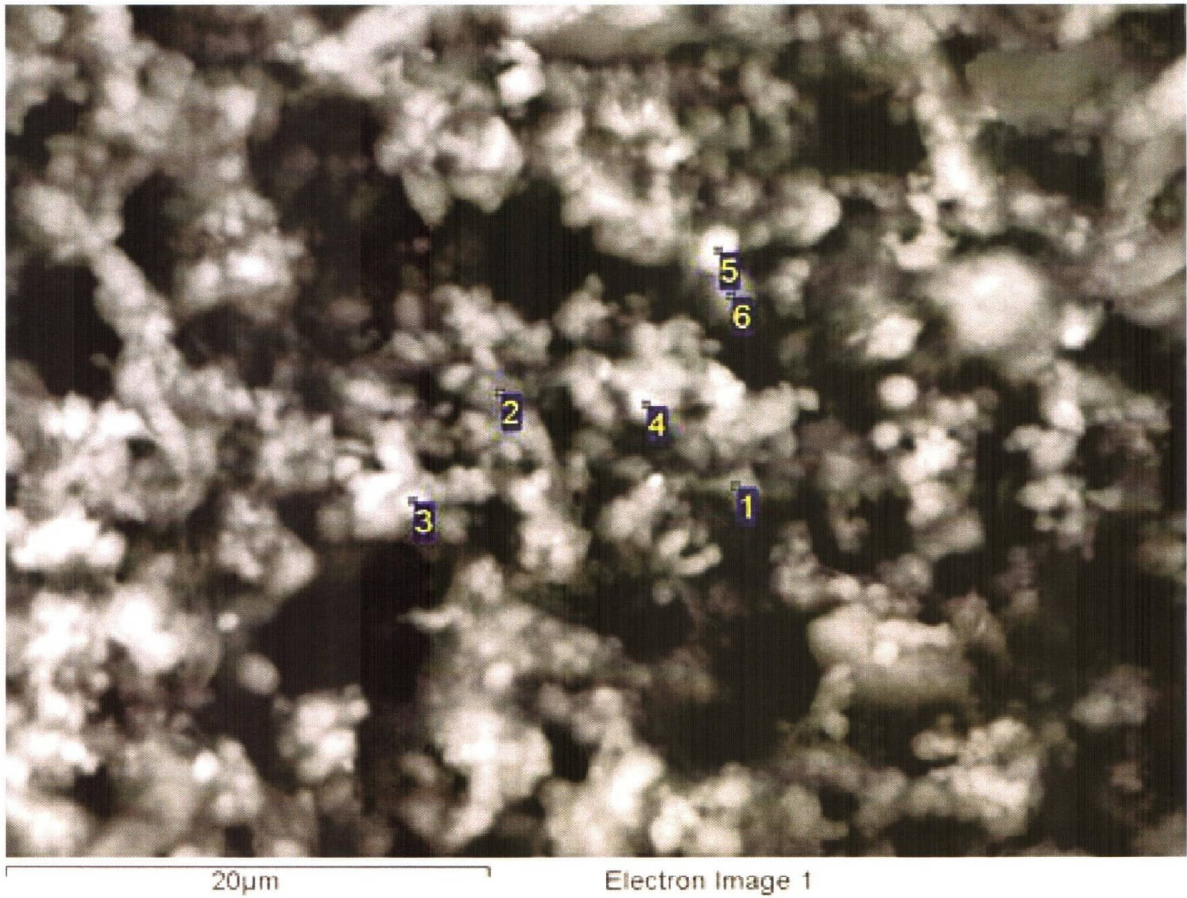
б



50µm

Electron Image 1

В



Условные обозначения:

цифрами обозначены следующие минералы:

на снимке а:

1 — иллит на поверхности микрокристаллов кварца;

2 — кварц;

на снимке б:

1, 2 — кварц;

3 — буклетовидный агрегат эпигенетического каолинита;

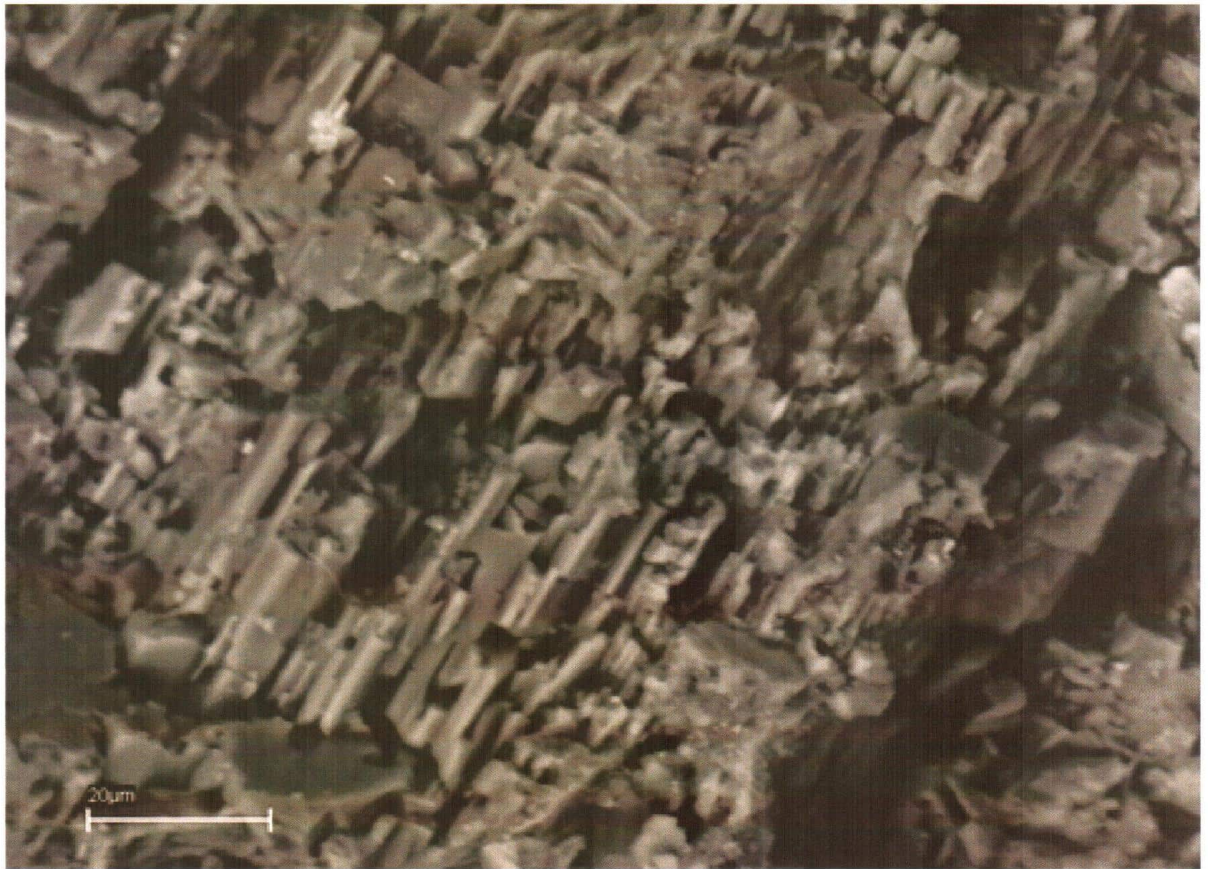
4 — иллит;

на снимке в:

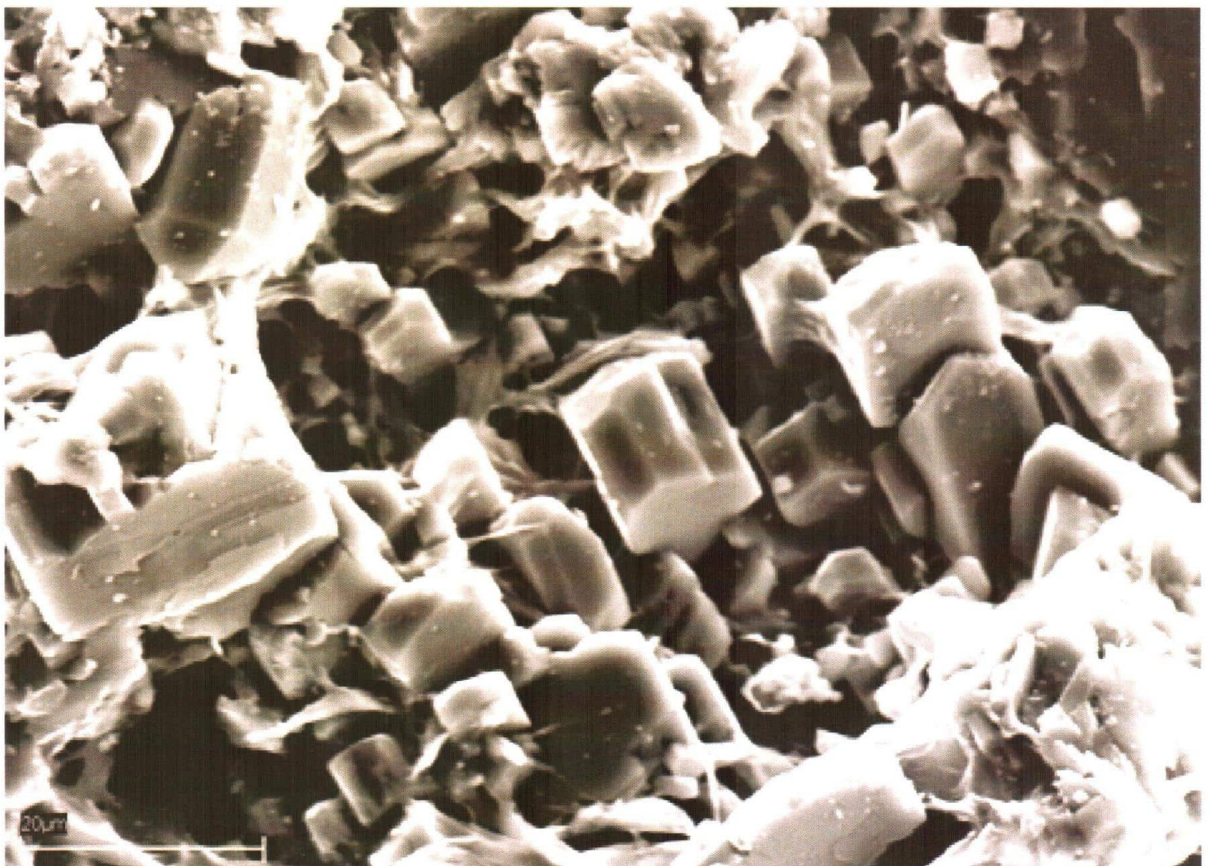
1—6 — микросферолитовые зерна халцедона  
(тонковолокнистый  $\alpha$ -кварц).

Рис. 3. Разновидности эпигенетического кварца (а, б) и халцедона (в), присутствующих в нижнеюрских отложениях (пласт ЮК<sub>10</sub>)

а



б



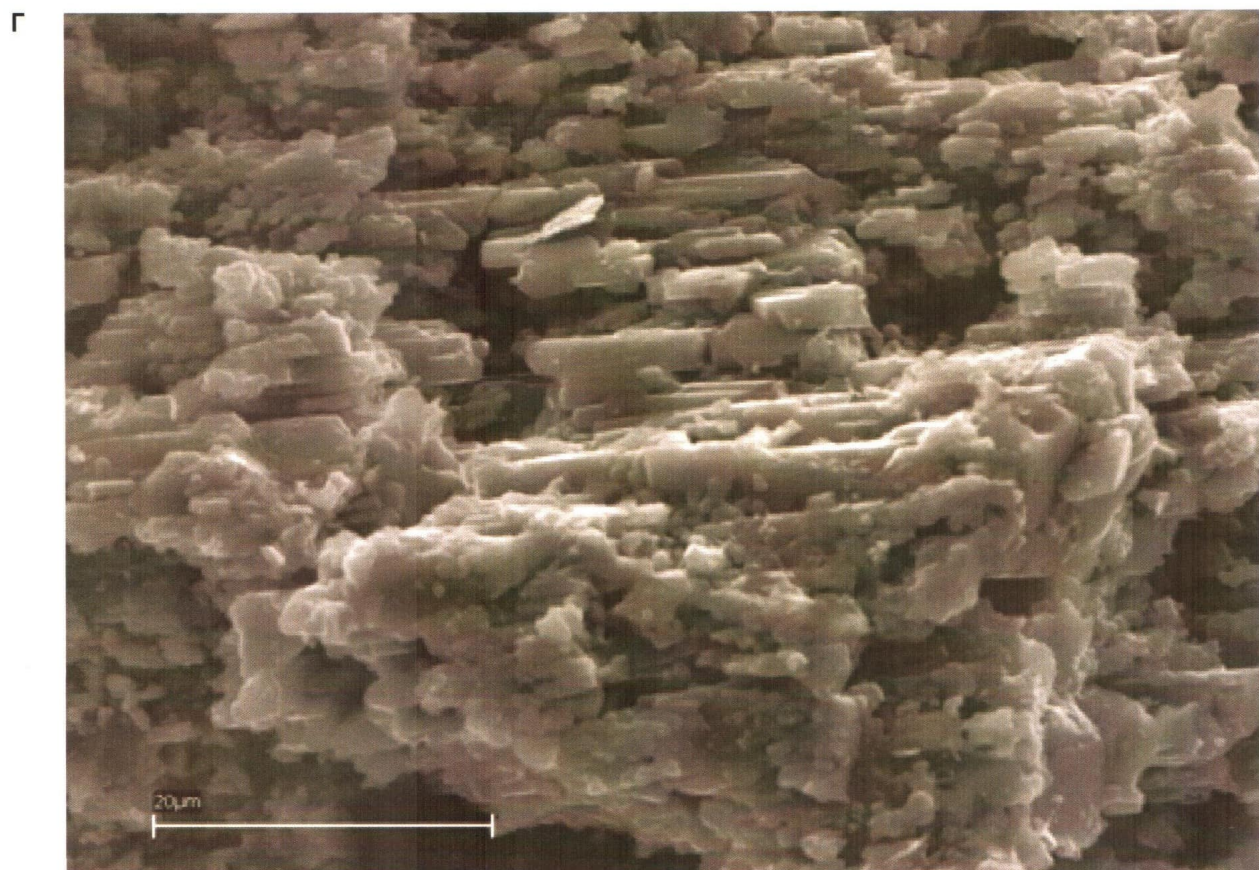
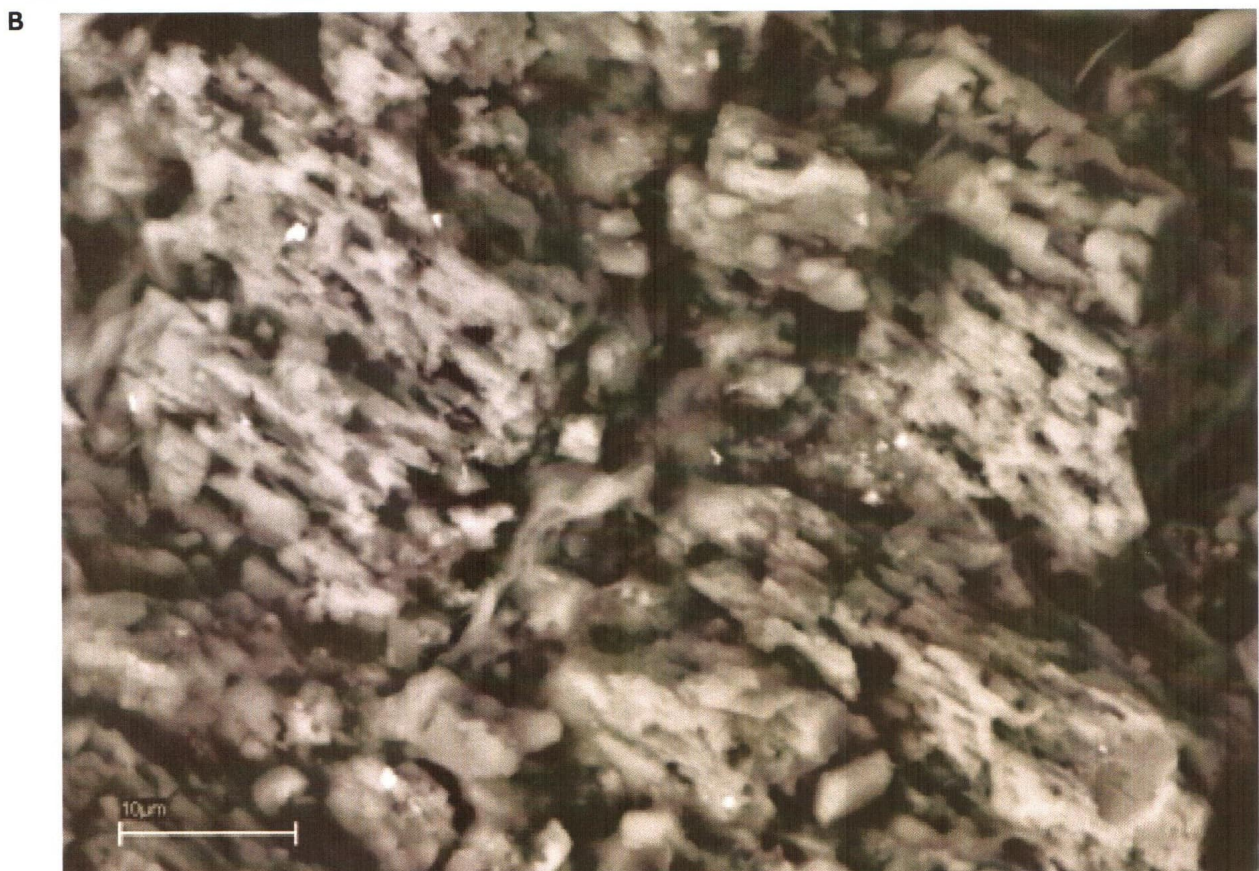
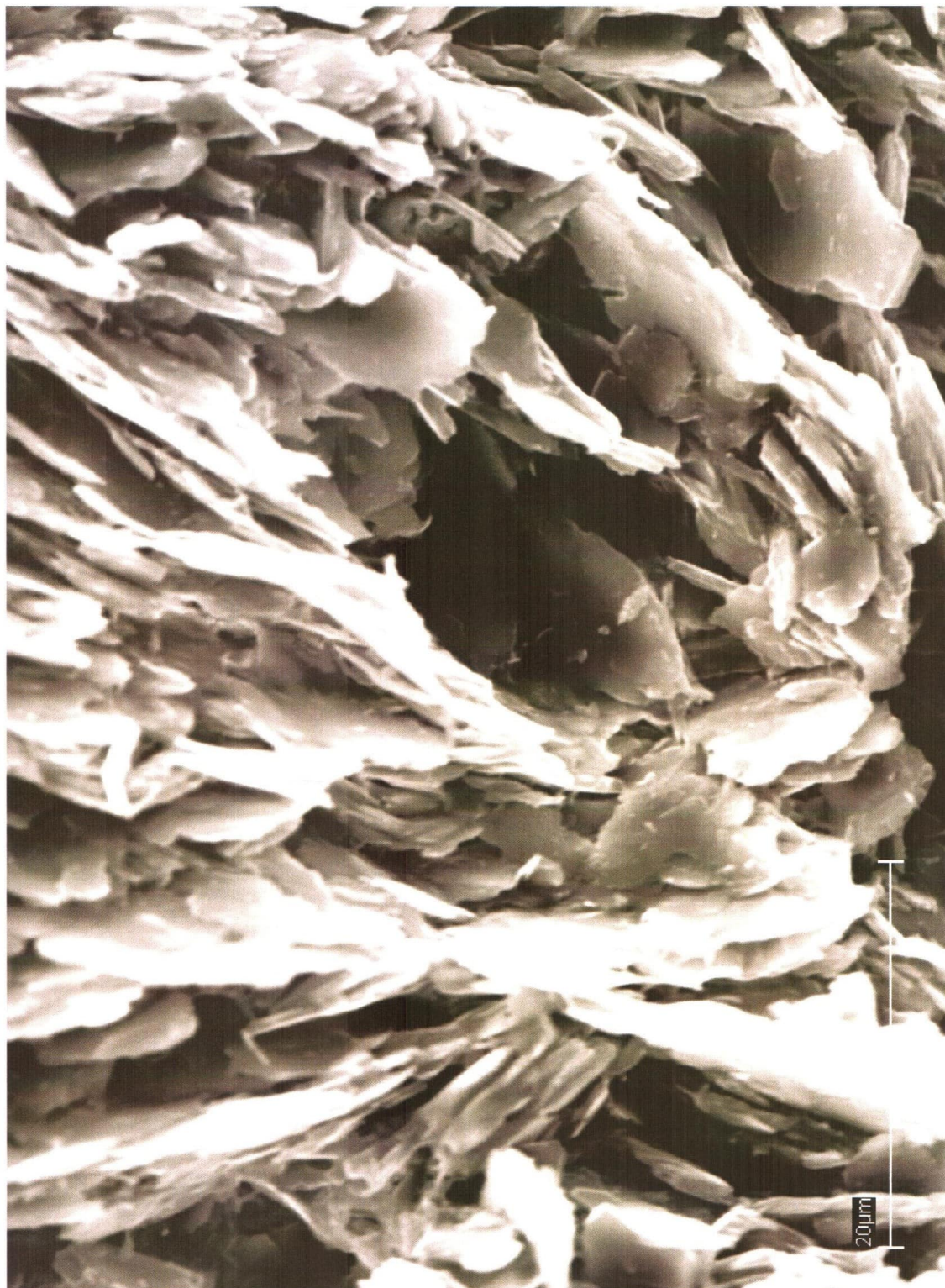


Рис. 4. Снимки РЭМ выщелоченных обломков натровых (а, б) и калиевых (в, г) полевых шпатов с сотовой микроструктурой. Образцы отобраны из среднеюрских отложений (пласты ЮК<sub>2-9</sub>)



а



6

Рис. 5. Снимки РЭМ обломочных зерен мусковита, встречаемых в образцах, отобранных из отложений: (а) среднеюрских (пласты ЮК<sub>2-9</sub>) и (б) нижнеюрских (пласт ЮК<sub>10</sub>)



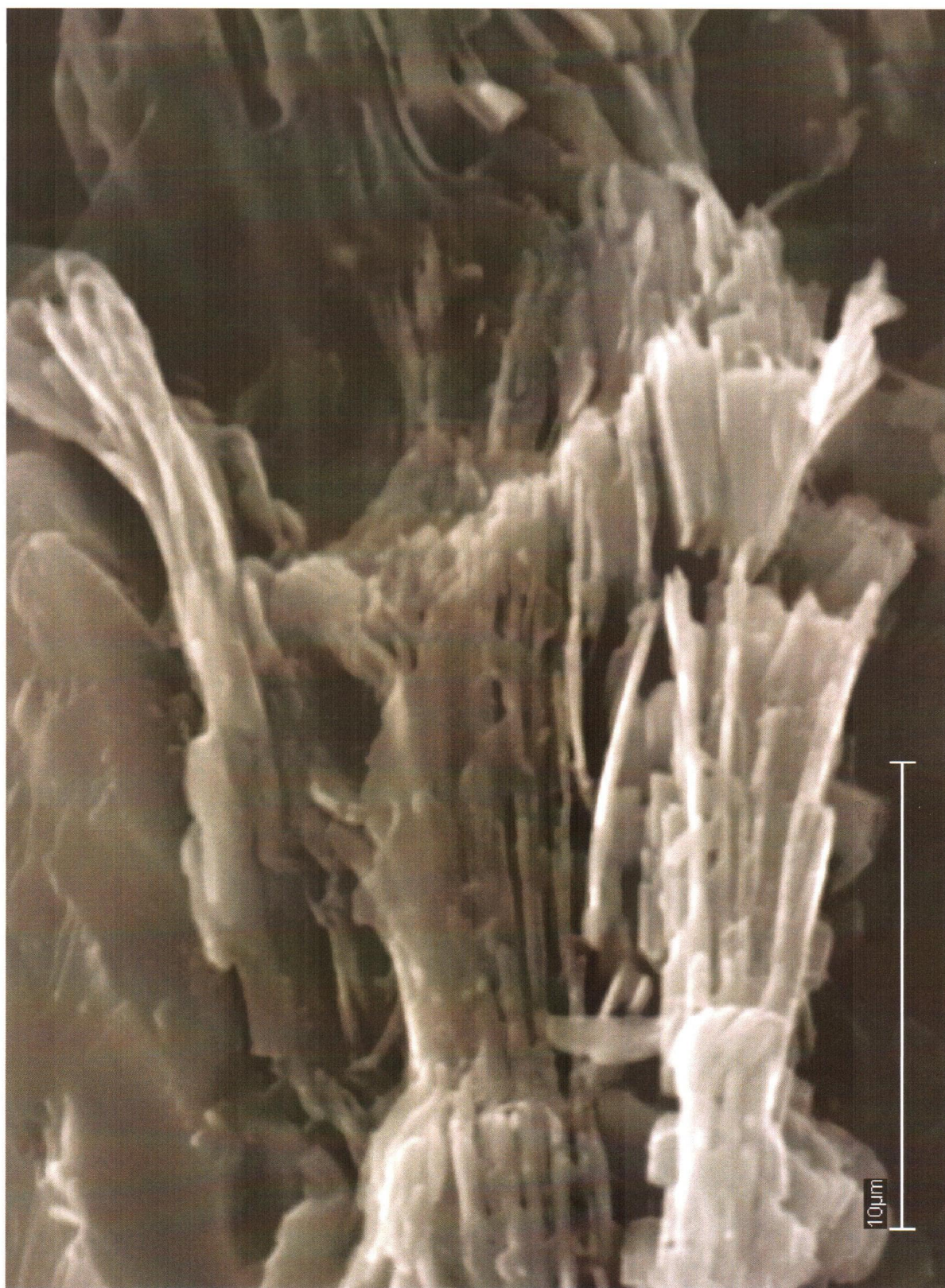
а





6

Рис. 6. Снимки РЭМ увеличенных фрагментов поверхности обломочных зерен хлорита, отобранных из среднеюрских отложений (пласты ЮК<sub>2-9</sub>)

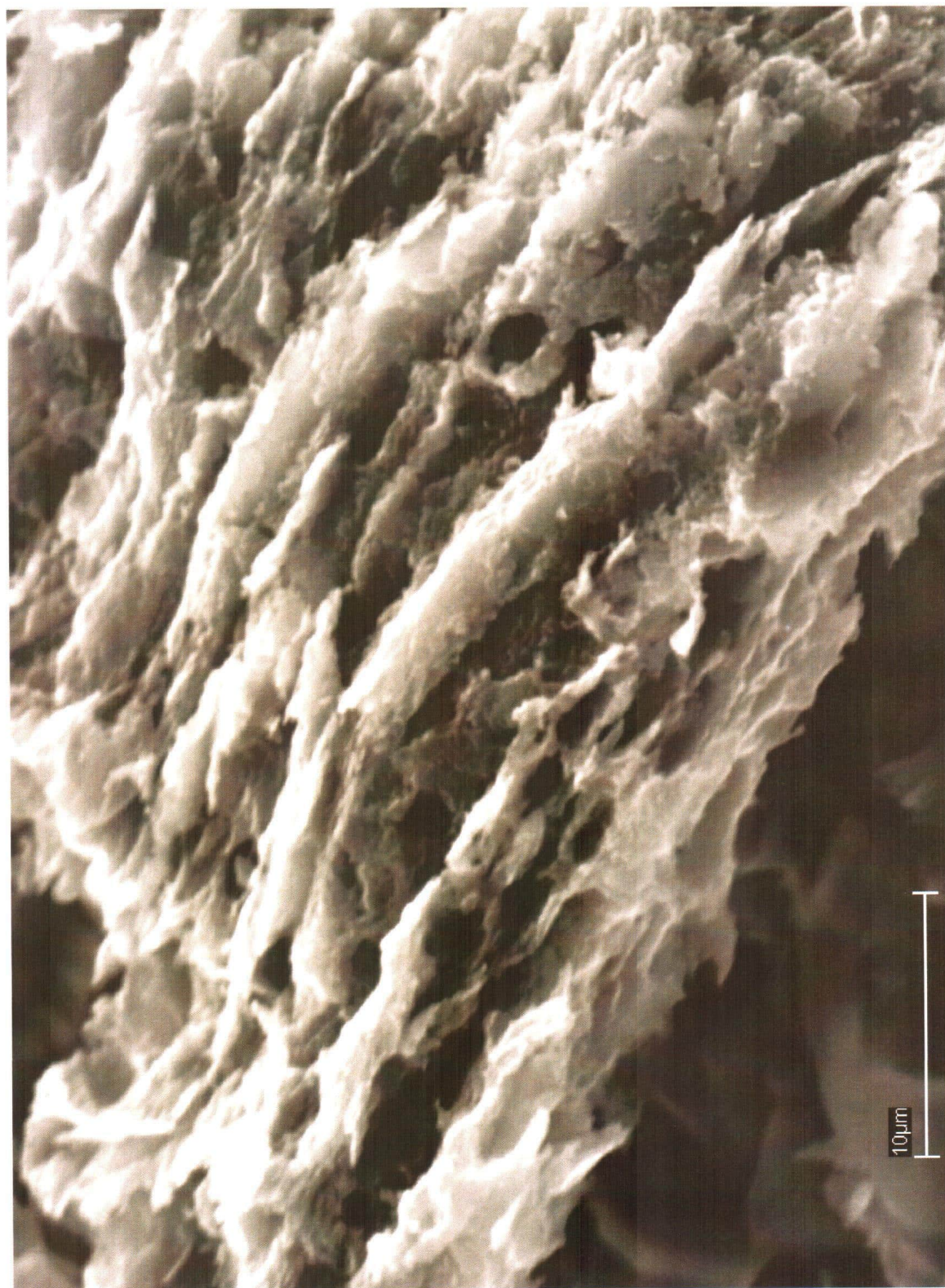


а



б

Рис. 7. Псевдоморфозы каолинита по терригенному хлориту в образцах, отобранных из пластов ЮК<sub>9</sub> (а) и ЮК<sub>10</sub> (б)



а

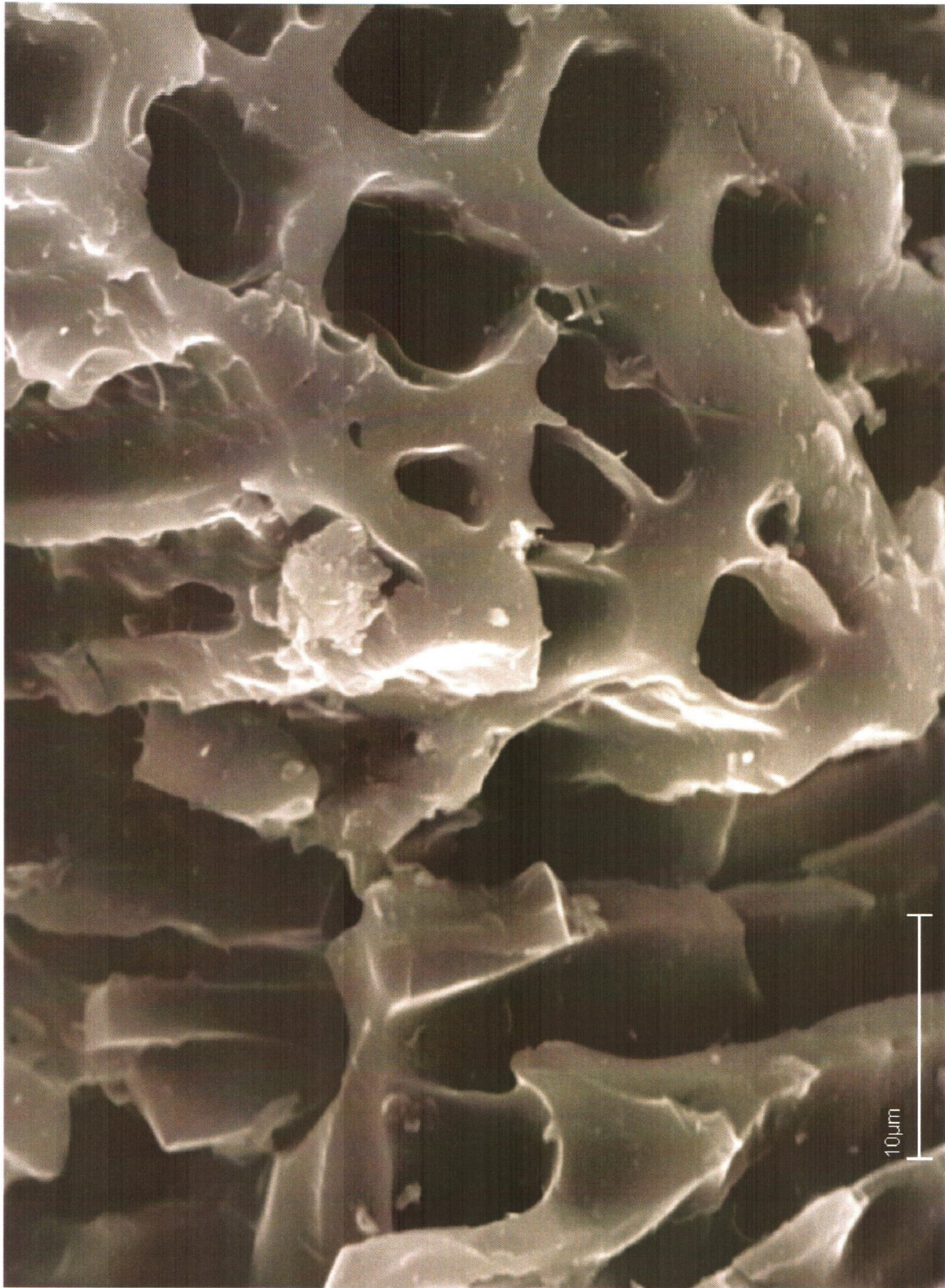
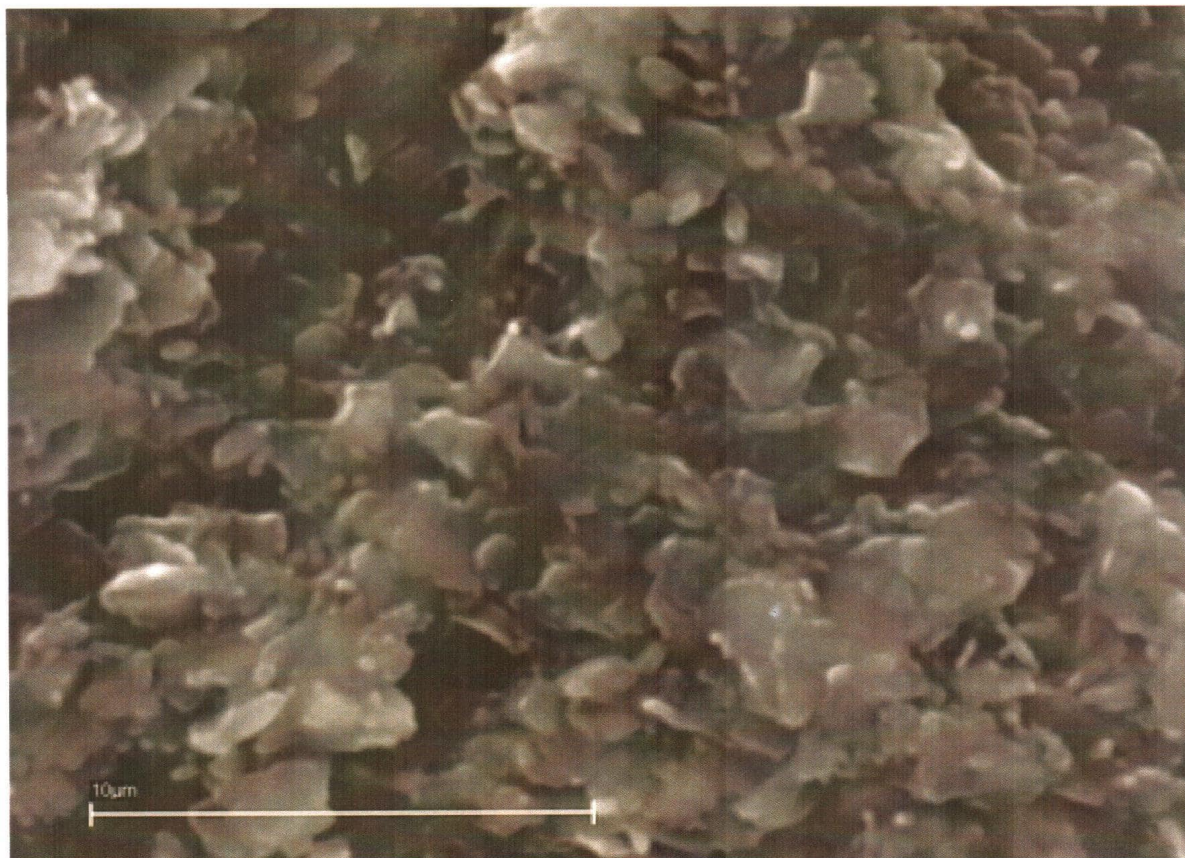


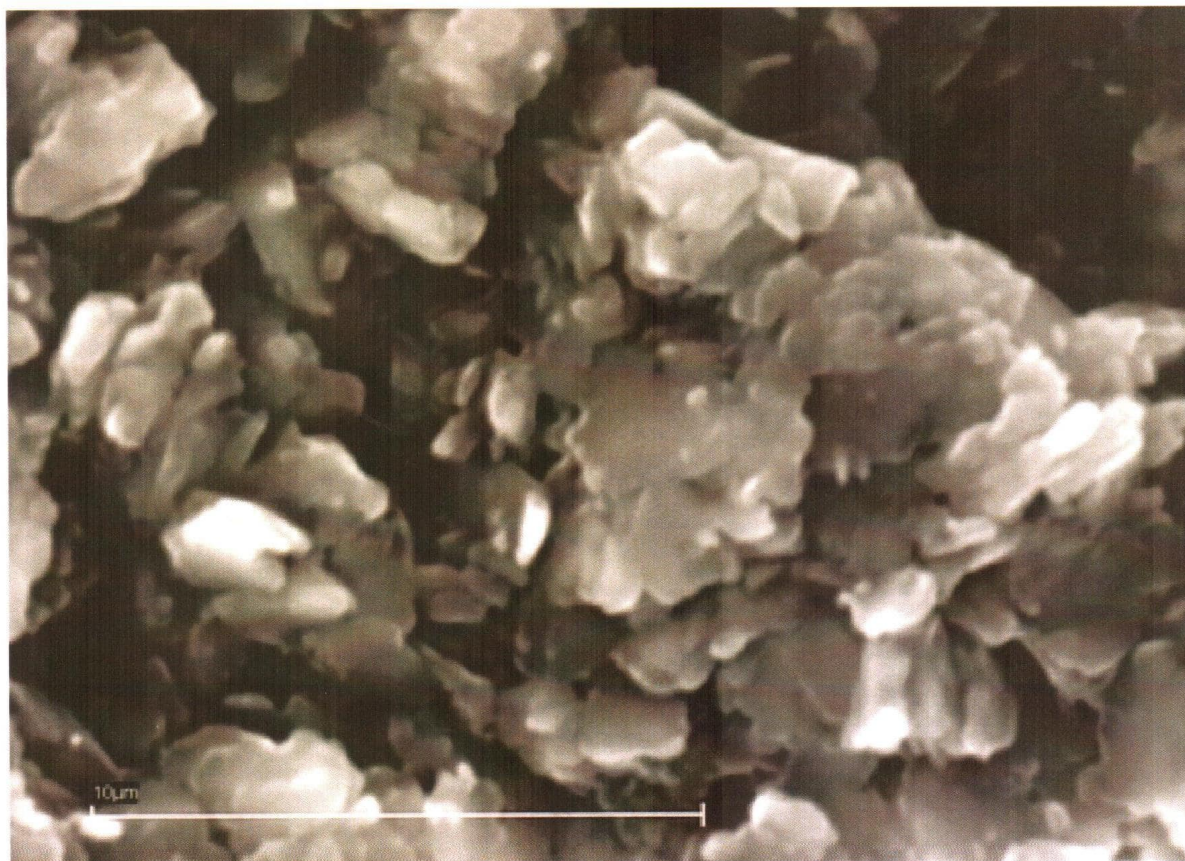
Рис. 8. Снимки РЭМ увеличенных фрагментов углефицированного растительного детрита со слоистой (а) и ячеистой (б) микротекстурами в образцах отобранных из нижнеюрских отложений (пласт ЮК<sub>1п</sub>)

6

а

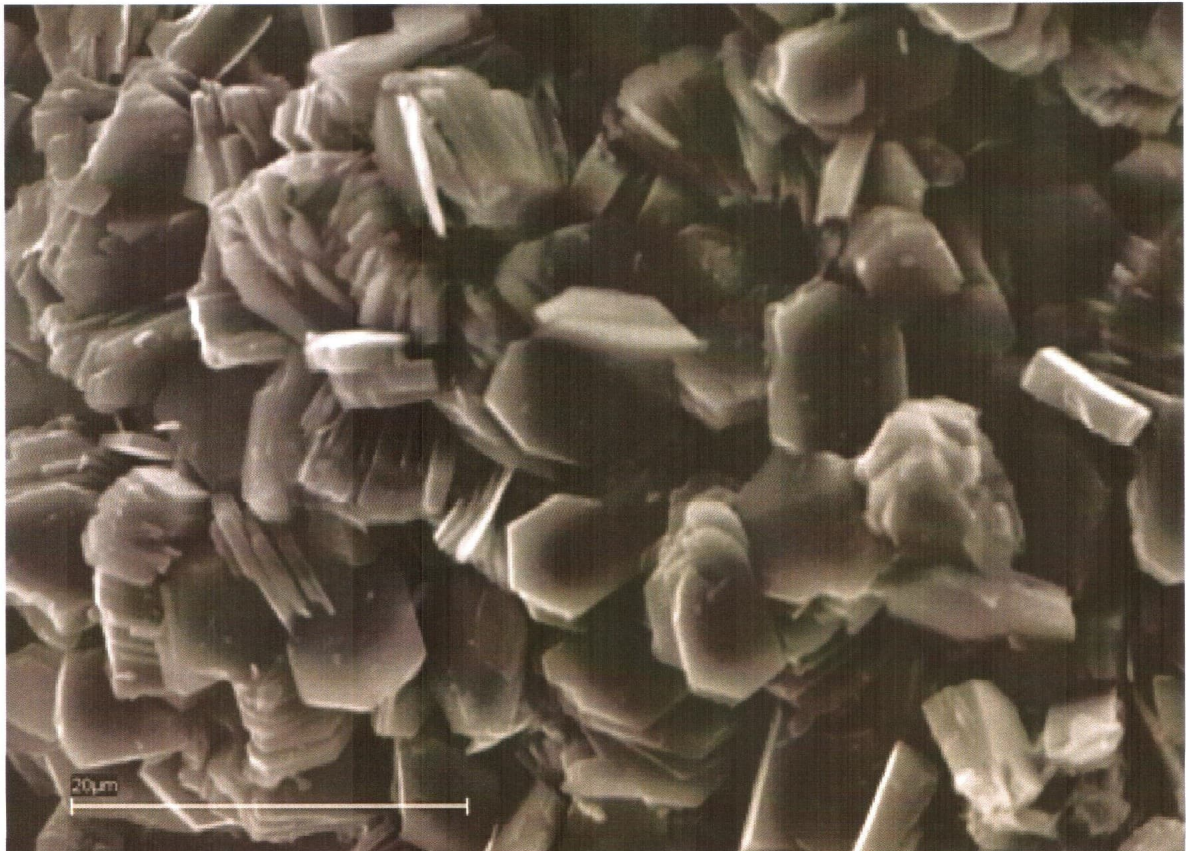


б

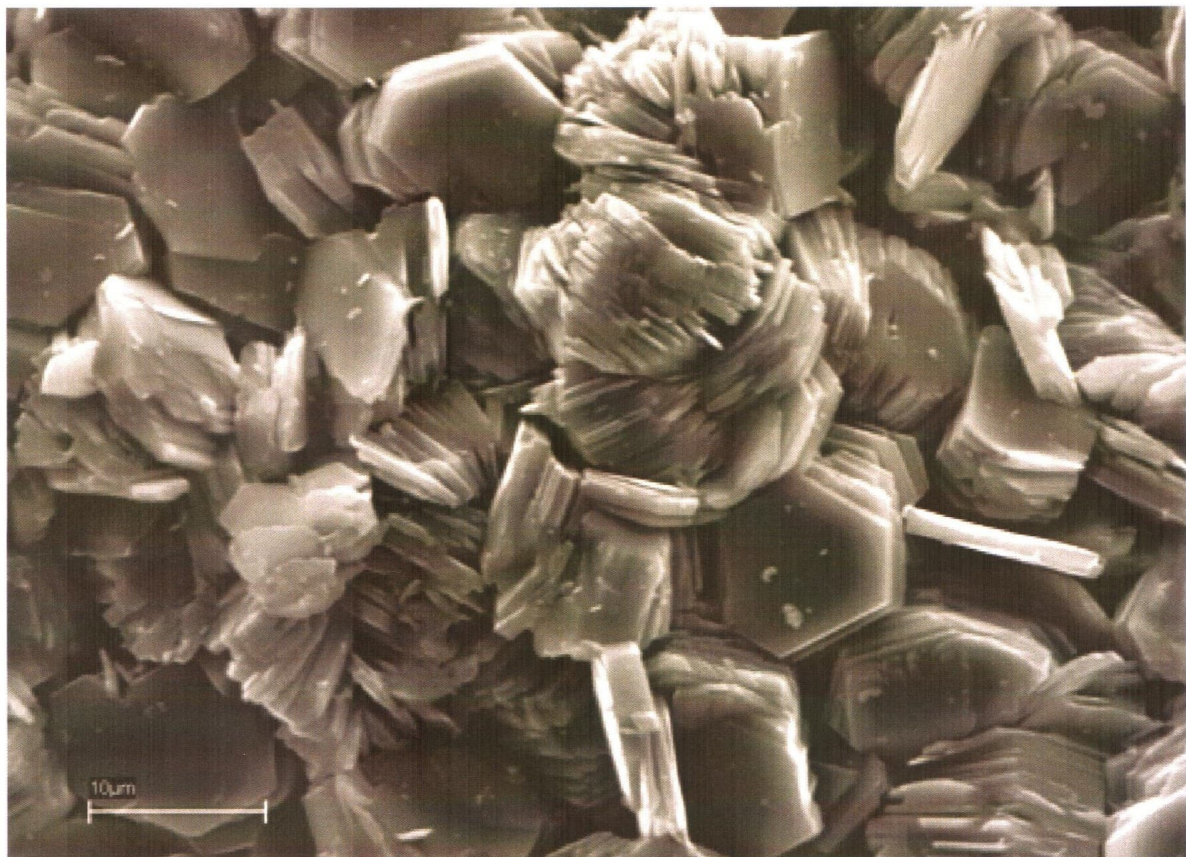


Условные обозначения к рис. 9:  
а, б — мелкокристаллические, плохо ограненные;

В

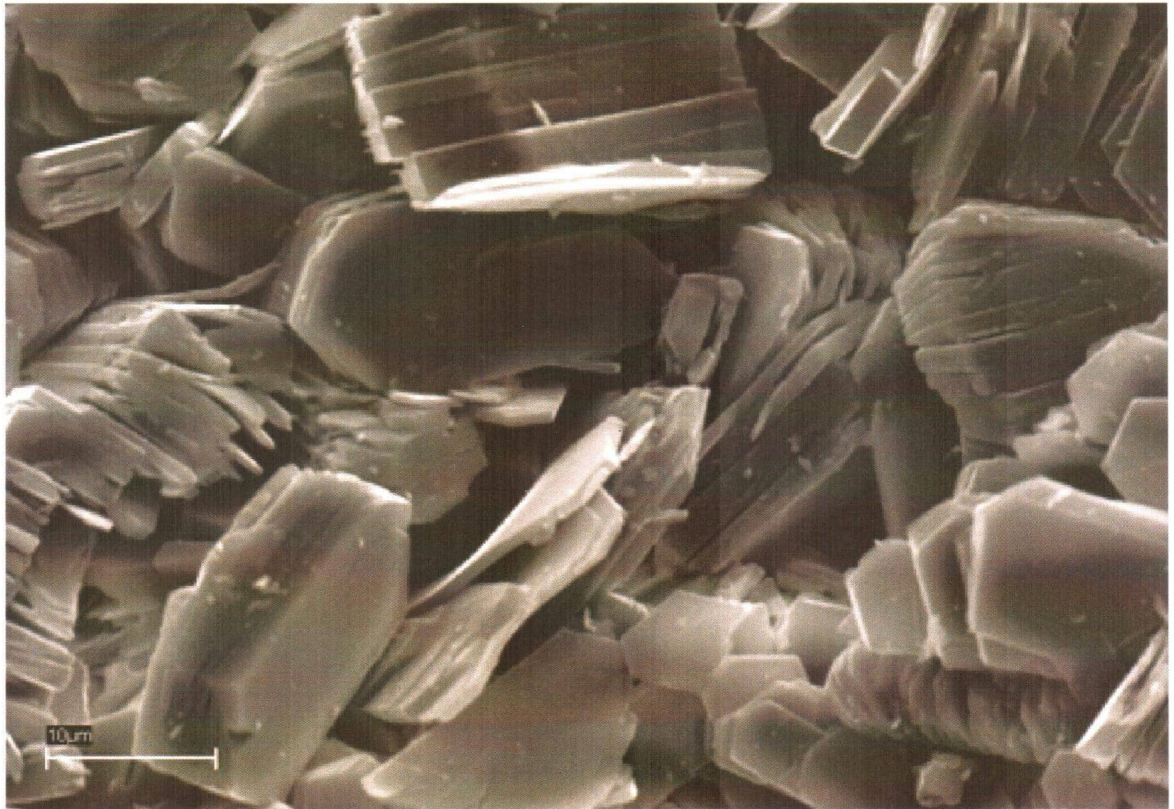


Г

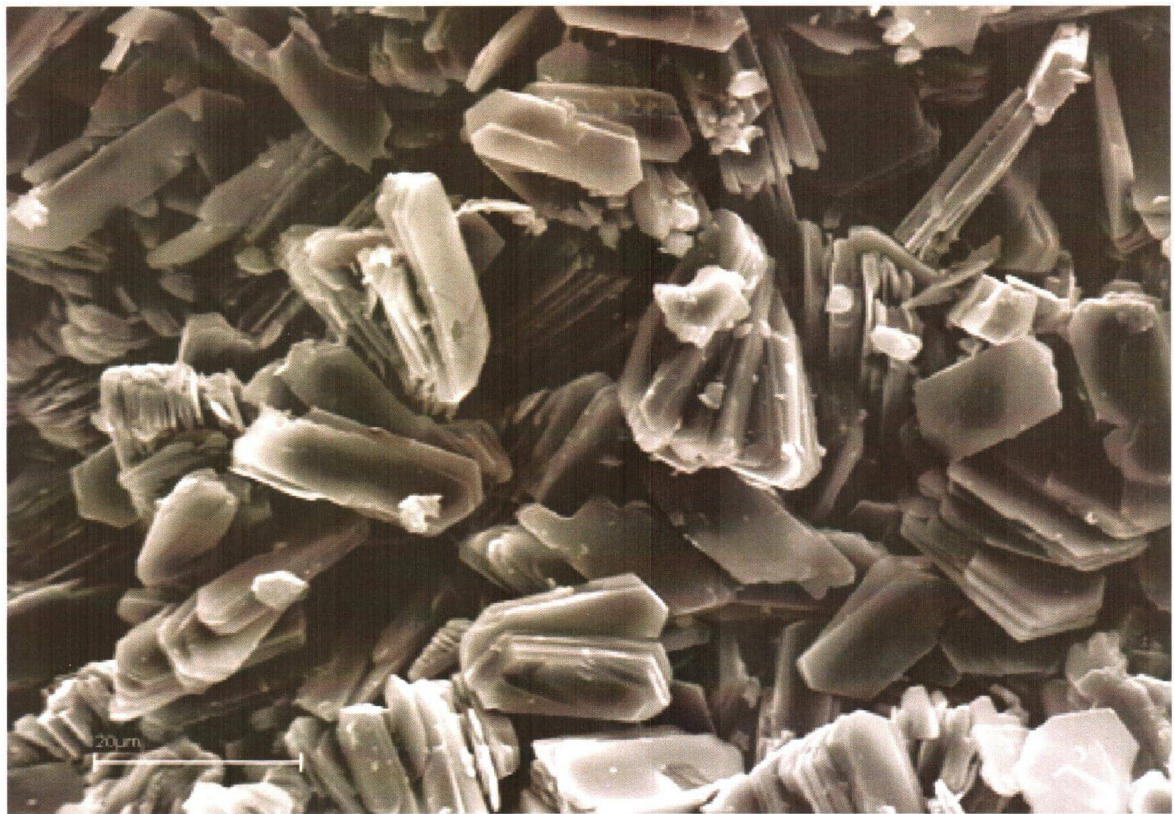


Условные обозначения к рис. 9:  
в, г — среднекристаллические, хорошо ограненные;

д



е



Условные обозначения:

д, е — крупнокристаллические, хорошо ограниченные.

Рис. 9. Разновидности эпигенетического каолинита (а—г) и диккита (д, е), присутствующие в отложениях (а—г) среднеюрских (пласты ЮК<sub>2-9</sub>) и (д, е) нижнеюрских (пласт ЮК<sub>10</sub>)



от 0.8—1.0 до 2.5—3.0 мкм (см. рис. 9в, 9г). Рассмотренная разновидность каолинита чаще всего встречается в среднеюрских отложениях.

Третья разновидность представлена крупнокристаллическим каолинитом и/или диккитом. Поскольку кристаллы рассматриваемой разновидности в отличие от предыдущих, имеющих более или менее изометричную форму, обладают таблитчатым габитусом, то их следует характеризовать двумя линейными параметрами — длиной и шириной. Так, их ширина в среднем варьирует в пределах 5—8 мкм, а длина — от 10 до 27 мкм, то есть кристаллы рассматриваемой разновидности каолинита (диккита) попадают в мелкоалевритовую гранулометрическую фракцию [3]. 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 0.3 мкм (рис. 9д, 9е). Размеры пор, расположенных между агрегатами каолинита (диккита), варьируют в пределах от 1.0—2.0 до 4.0—5.0 мкм (см. рис. 9д, 9е). Эта разновидность каолинита (диккита) встречается только в нижнеюрских отложениях [2, 3].

Вторыми по распространенности эпигенетическими глинистыми минералами после каолинита (диккита) являются пленочные гидрослюда и ССО (рис. 10). Они имеют своеобразную (в виде тонких «рваных» 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—20 мкм (см. рис. 10а, 10б).

Определить ширину узких (щелевидных) пор, расположенных между соседними пленками, также довольно сложно из-за их необычной формы, поэтому с известной долей фантазии их полуширина принята равной 0.12—1.5 мкм (см. рис. 10а, 10б).

По тем же причинам (из-за сложной морфологии кристаллов гидрослюды и ССО) определение размеров пор, расположенных между агрегатами пленочек и «усиков» гидрослюды и ССО, выполнено с известной долей условности. В среднем радиус этих микропор изменяется в пределах от 0.15—0.25 до 2.5—3.5 мкм (см. рис. 10а, 10б).

Карбонатный эпигенетический цемент в рассматриваемых отложениях представлен кальцитом и сидеритом. Однако здесь следует отметить, 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 ( $\text{CaCO}_3$ ), магнезита ( $\text{MgCO}_3$ ) и сидерита ( $\text{FeCO}_3$ ), поэтому кальцит пра-

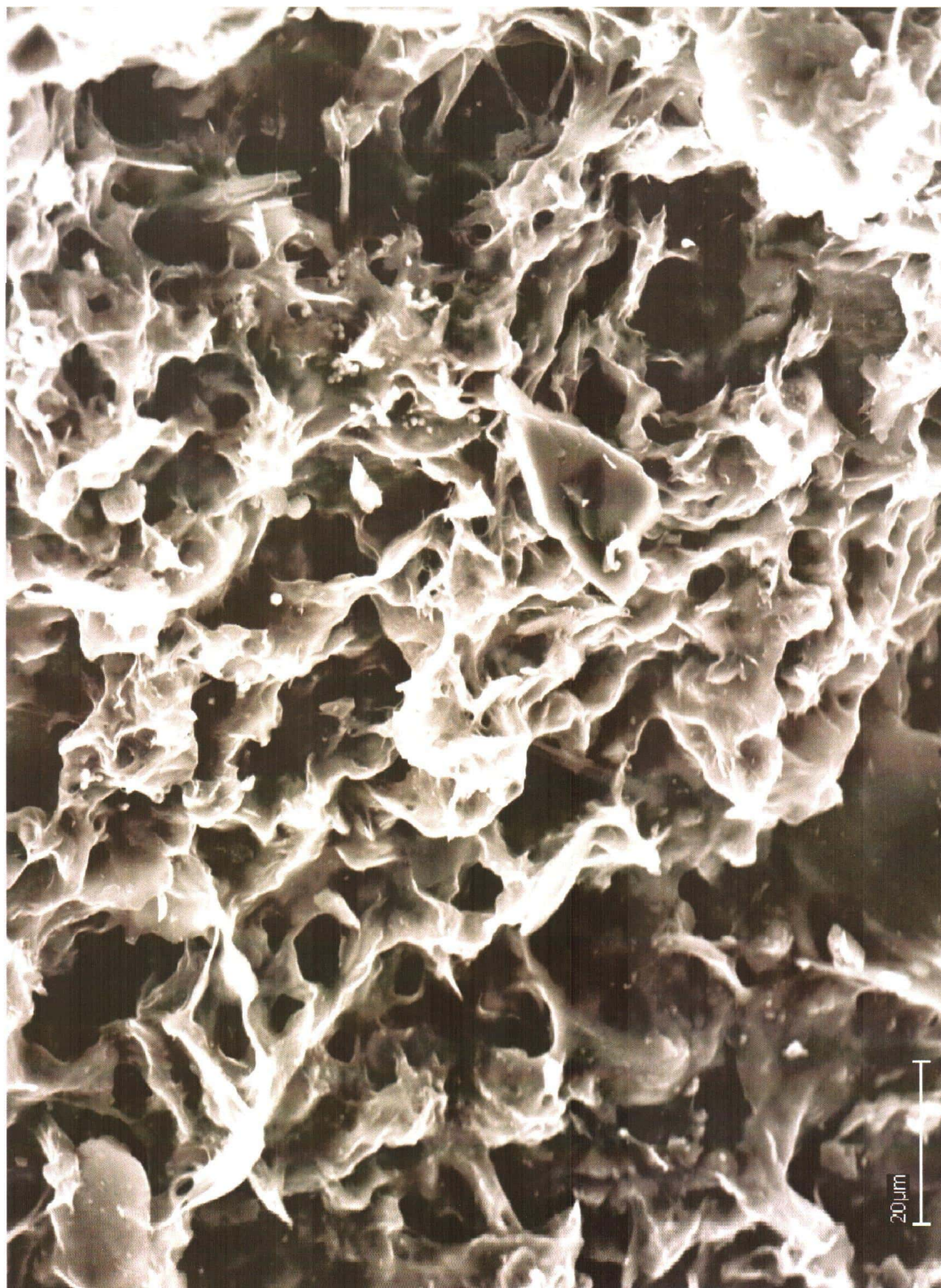
вильнее назвать железисто-магниевым кальцитом, а сидерит — кальциево-магниевым сидеритом.

Агрегаты порового эпигенетического кальцита состоят из мелких кристаллов, имеющих размеры от 2—4 до 10—13.5 мкм (рис. 11а, 11б). Узкие (щелевидные) поры, расположенные между соседними гранями кристаллов кальцита, имеют полуширину, изменяющуюся в пределах от 0.25 до 0.80 мкм, а изометричные более крупные поры, расположенные между мелкокристаллическими агрегатами кальцита, обладают размерами, варьирующими в пределах от 0.4 до 3.5 мкм (см. рис. 11а, 11б). Эпигенетический поровый железисто-магнезиальный кальцит встречается как в средне-, так и в нижнеюрских продуктивных отложениях (см. рис. 11а, 11б).

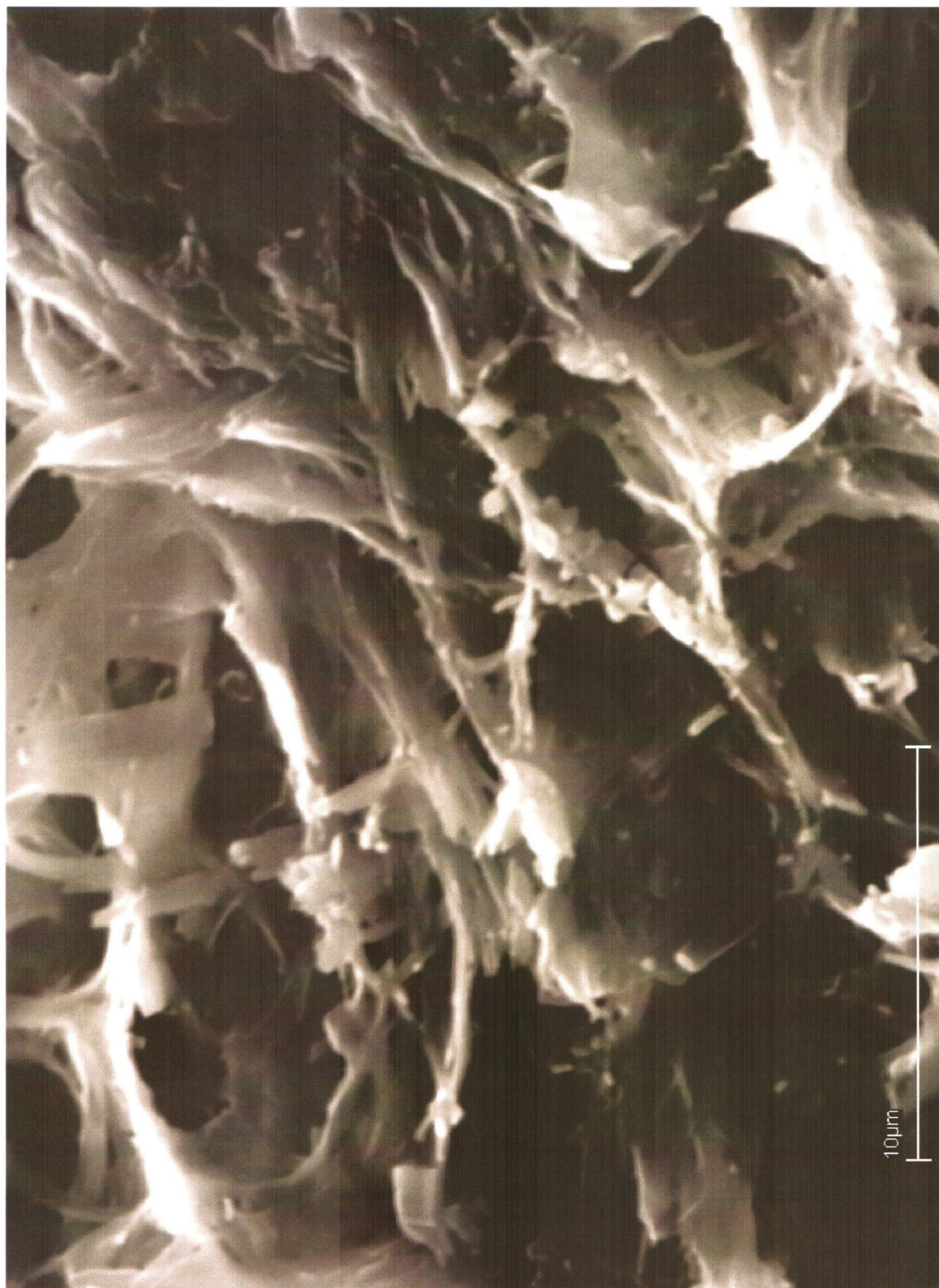
**Сидерит** (кальциево-магниевый) в рассматриваемых отложениях встречается в двух разных по происхождению и морфологии видах. Первая его разновидность отмечается только в среднеюрских отложениях и представлена мелкими зернами, не имеющими правильной кристаллической огранки, причем вместе с ними присутствуют мелкие, также плохо окристаллизованные кристаллы каолинита со слабо упорядоченной кристаллической структурой (рис. 12а, 12б). Вероятно, эта разновидность сидерита имеет раннедиагенетическое происхождение, так как сидерит-каолинитовые агрегаты часто имеют вид микроствяжений бурого цвета и довольно крупные размеры (достигающие 0.5—1 мм), то есть они гораздо крупнее окружающих их обломочных зерен.

Размеры отдельных зерен сидерита в среднем составляют 0.05—0.6 мкм, а их агрегатов — от 1—2 до 5—6 мкм (см. рис. 12а, 12б). Узких щелевидных пор в рассматриваемой разновидности сидерита нет, зато присутствуют микропоры между отдельными зернами и их агрегатами, их радиус варьирует в широких пределах от 0.075 до 1.0 мкм (см. рис. 12а, 12б).

Вторая разновидность кальциево-магниевого сидерита имеет эпигенетическое происхождение. Он заполняет поровое пространство в нижнеюрских грубозернистых песчаниках и представлен мелкокристаллическими агрегатами, сложенными хорошо ограненными кристаллами (рис. 12в, 12г). Размеры отдельных кристаллов изменяются от 2.6 до 15 мкм. Изредка встречаются узкие (щелевидные) поры, расположенные между параллельно ориентированными гранями соседних кристаллов сидерита, полуширина которых составляет 0.25—0.8 мкм (см. рис. 12в, 12г). Пустоты, расположенные между отдельными кристаллами и их агрегатами, имеют размеры, варьирующие в пределах от 0.25—0.5 до 3—4 мкм (см. рис. 12в, 12г).



а

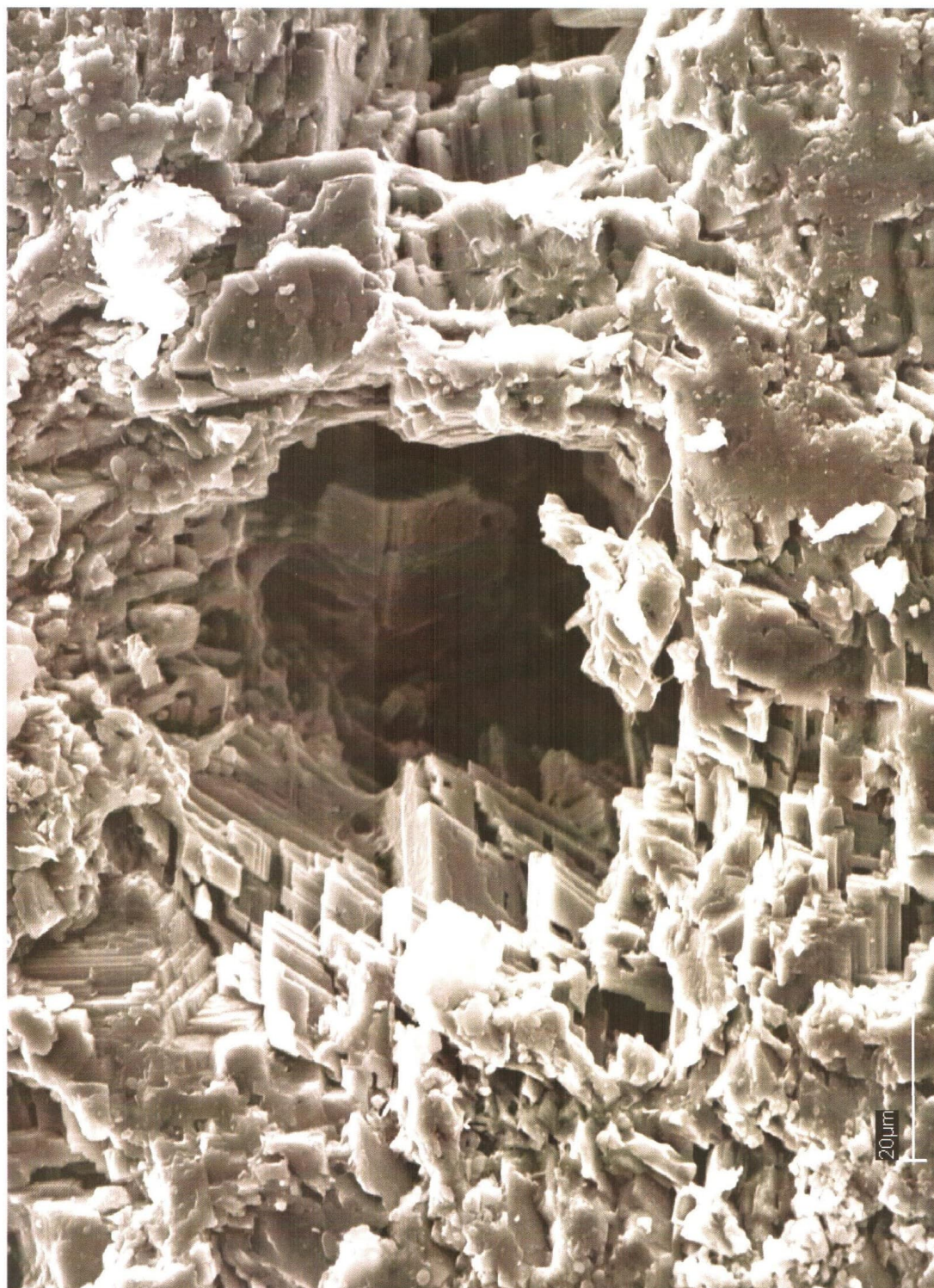


6

Рис. 10. Снимки РЭМ пленочной эпигенетической гидрослюды и смешанослойных образований (а, б), присутствующих в поровом пространстве образцов отобранных из нижнеюрских отложений (пласт ЮК<sub>1(2)}</sub>)



а

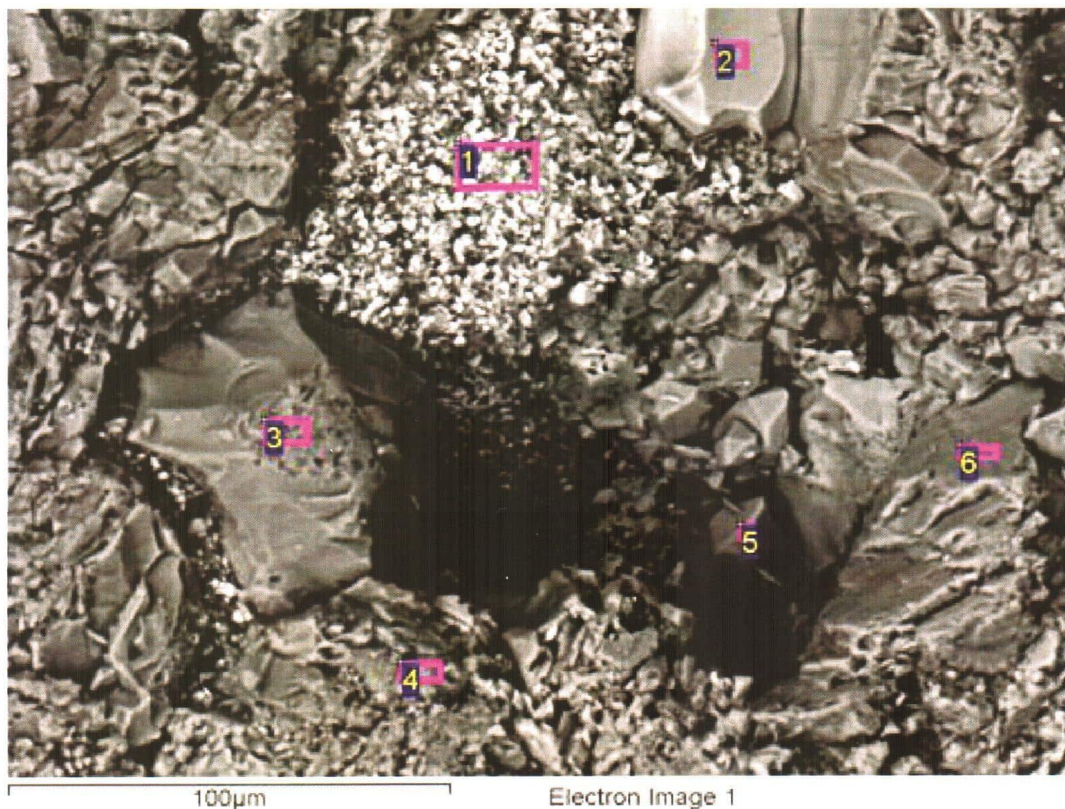


6

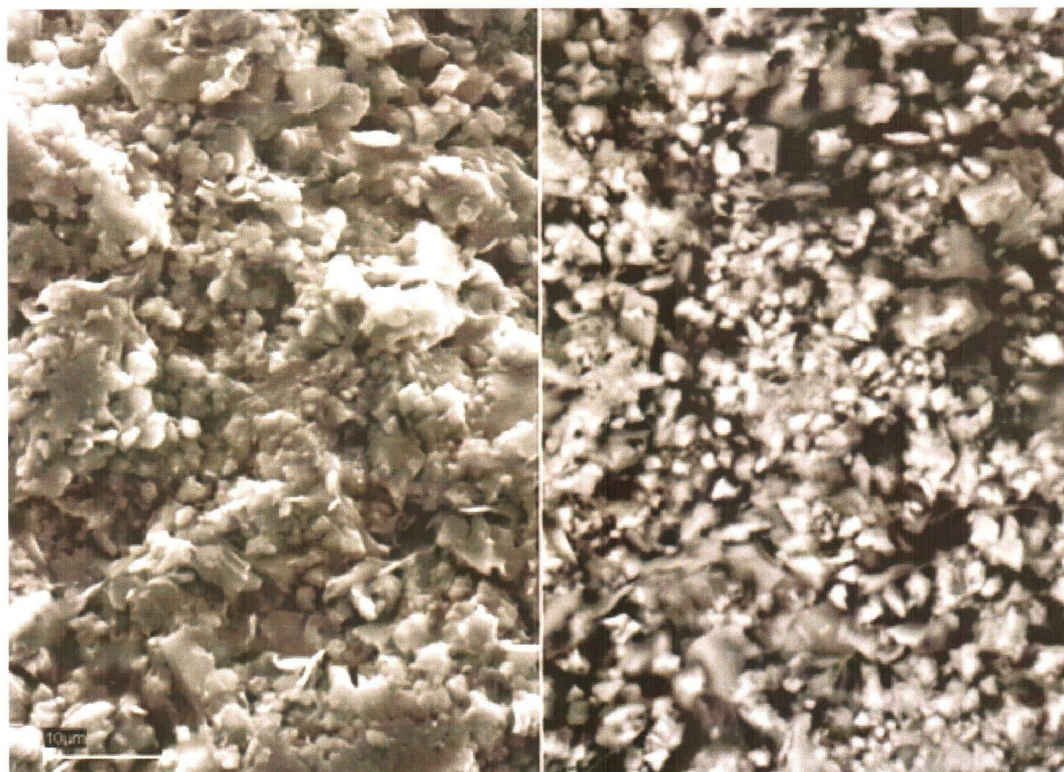
Условные обозначения:  
 состав карбонатных минералов: а —  $(\text{Fe}_{0.14}, \text{Mg}_{0.20}, \text{Ca}_{0.66}) [\text{CO}_3]$ ; б —  $(\text{Fe}_{0.16}, \text{Mg}_{0.19}, \text{Ca}_{0.65}) [\text{CO}_3]$ .

Рис. 11. Снимки РЭМ эпигенетического магнезильно-железистого калыцита из отложений (а) среднеюрских (пласты ЮК<sub>2-8</sub>) и (б) нижнеюрских (пласт ЮК<sub>10</sub>)

а



б



Условные обозначения:

цифрами обозначены следующие компоненты:

на снимке а: 1 — многочисленные мелкие зерна сидерита, имеющие состав  $(Ca_{0.12}, Mg_{0.25}, Fe_{0.63}) [CO_3]$  с каолинитом; 2 — зерно апатита; 3—5 — кварц; 6 — альбит;

на снимке б состав сидерита: 1 —  $(Ca_{0.10}, Mg_{0.17}, Fe_{0.73}) [CO_3]$ ; 2 —  $(Ca_{0.07}, Mg_{0.33}, Fe_{0.60}) [CO_3]$ ;

левая часть снимка б сделана в обычном режиме, а правая — в КОМПО, мелкие зерна сидерита на правом снимке выделяются светло-серым цветом;

на снимке в: 1 — углефицированный растительный детрит; 2 — мелкокристаллический сидерит, имеющий состав  $(Ca_{0.05}, Mg_{0.25}, Fe_{0.70}) [CO_3]$ .

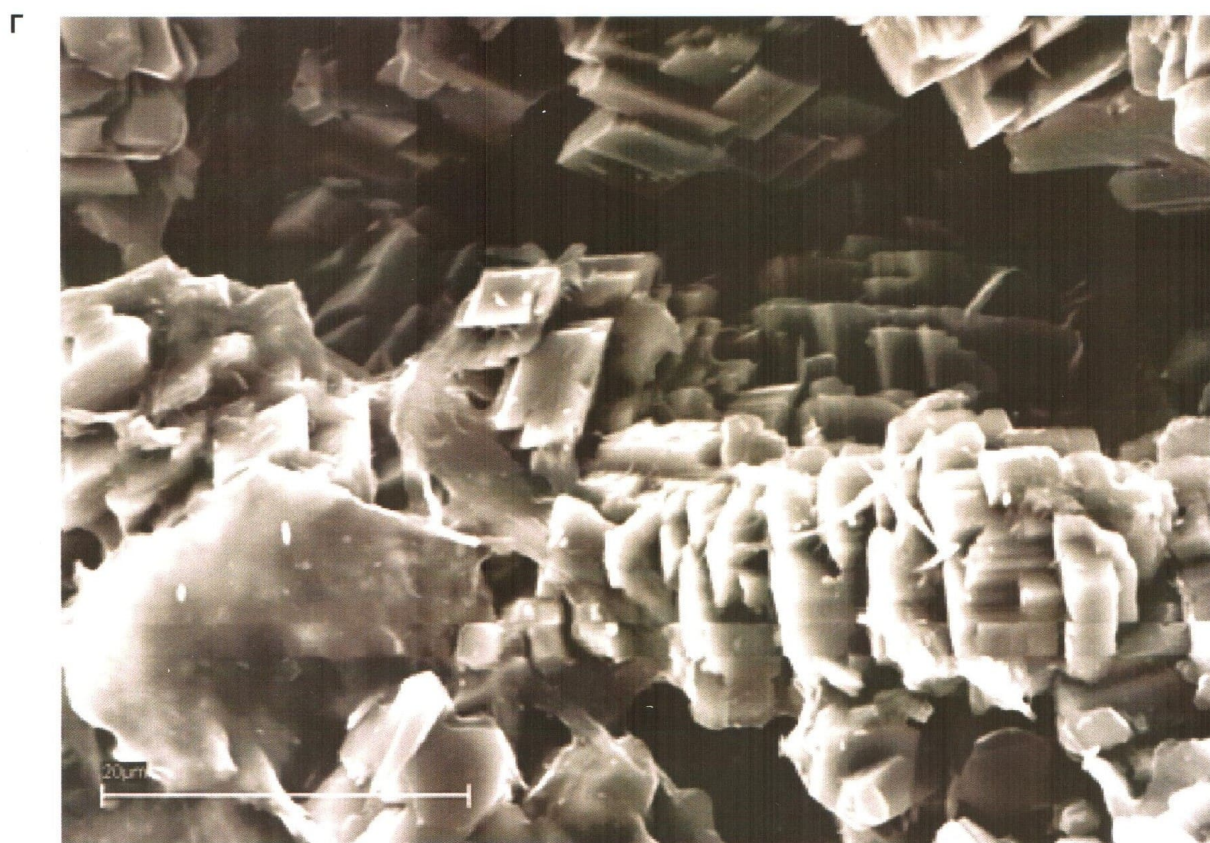
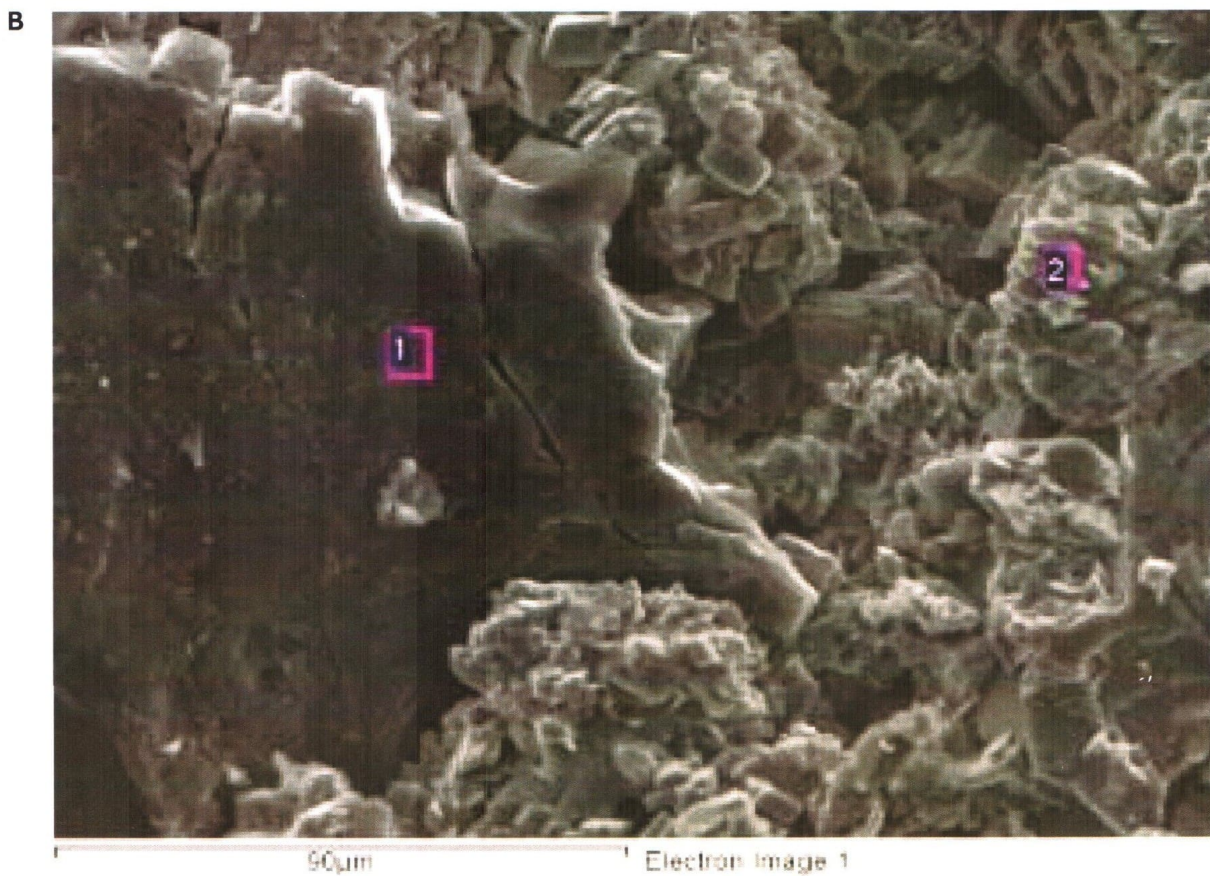


Рис. 12. Снимки РЭМ образцов с магниевыми-кальциевыми сидеритами раннедиагенетического (а, б) и эпигенетического (в, г) происхождения, имеющих соответственно среднеюрский и нижнеюрский возраст

Условные  
обозначения:  
на снимке а:  
1 — рутил;  
2 — кварц.



а





Рис. 13. Микрзернистые агрегаты рутила в образцах, отобранных из пластов ЮК<sub>9</sub> (а) и ЮК<sub>10</sub> (б)

б

Довольно обычной примесью в рассматриваемых отложениях является **рутил**, присутствующий обычно в виде микрозернистых агрегатов, которые часто называют лейкоксеном (рис. 13а, 13б). 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, изменяющиеся в пределах от 0.5—1.5 до 3—6 мкм, а радиус пор, присутствующих между ними, варьирует от 0.2—0.5 до 1.7—2.3 мкм (см. рис. 13а, 13б).

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде чем решить, в каких из рассмотренных выше разновидностей микропустот может содержаться остаточная вода, напомним, что подразумевается под термином «остаточная вода». Остаточная вода — это вода, оставшаяся в углеводородной залежи после ее формирования [1]. Ее содержание обычно выражается через коэффициент остаточной водонасыщенности ( $K_{во}$ ). Исходя из приведенного определения остаточной водонасыщенности, величина  $K_{во}$  не является константой, напротив, ее величина будет изменяться по высоте залежи от максимального значения ( $K_{во_{max}}$ ), соответствующего величине  $K_{в^{**}}$  (водонасыщенность в зоне, содержащей остаточную нефть, что соответствует положению  $V_{НК_2}$ ) [1, 7], до минимального значения ( $K_{во_{min}}$ ) в самой верхней (апикальной) части углеводородной залежи [1]. В петрофизической литературе под остаточной водонасыщенностью обычно понимается именно минимальная величина  $K_{во}$ , поэтому ниже для краткости вместо термина  $K_{во_{min}}$  будет использоваться обычно употребляемый термин  $K_{во}$ .

С целью определения значений  $K_{во}$  в рассматриваемых отложениях воспользуемся методикой расчета величин капиллярных давлений ( $P_k$ ) в этих отложениях, подробно описанной в работе [1]. Для этого из материалов по подсчету запасов примем, что высота углеводородной залежи в среднеюрских отложениях рассматриваемой площади составляет 60 м, а в нижнеюрских отложениях — 80 м. Так как нефть, присутствующая в средне- и нижнеюрских отложениях, легкая, то для оценочных расчетов, примем, что ее плотность равна 0.7 г/см<sup>3</sup>, а величина поверхностного натяжения на границе нефть — вода в пластовых условиях составляет 45 дин/см [1]. Тогда в соответствии с известным уравнением:

$$P_{k_{лоб}} = \{h (\rho_{в} - \rho_{н}) \sigma_{вг}\} / 10 \sigma_{вн} \quad (1)$$

где  $P_{k_{лоб}}$  — величина капиллярного давления, определенная в лабораторных условиях (в атмосферных условиях);

$h$  — высота залежи;

$\rho_{в}, \rho_{н}$  — плотность воды и нефти соответственно;

$\sigma_{вг}, \sigma_{вн}$  — значения поверхностного натяжения на границах вода — газ и вода — нефть соответственно.

Вычислим значения  $P_{k_{лоб}}$  для средне- и верхнеюрских отложений, которые равны соответственно 2.88 и 3.84 атм.

Воспользуемся другим известным уравнением, полученным Лапласом:

$$P_k = 2\sigma_{вг} \cos\theta / r_k \quad (2)$$

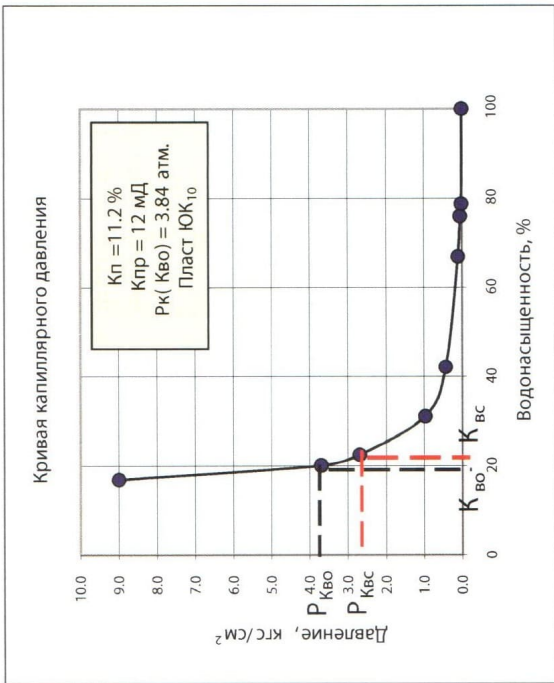
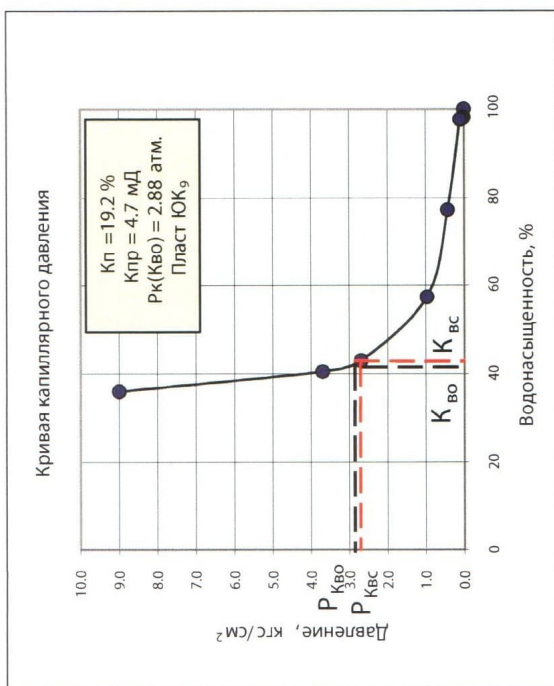
где  $\theta$  — краевой угол смачивания между мениском на границе вода — воздух и твердой поверхностью, который для гидрофильных пород обычно принимается близким к нулю. Поэтому для оценочных расчетов можно воспользоваться упрощенной записью этой формулы:

$$r_k = 2\sigma_{вг} / P_k \quad (3)$$

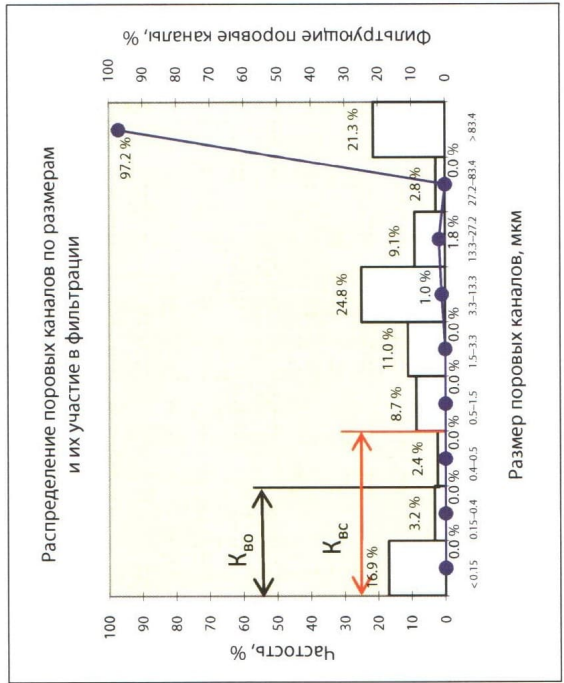
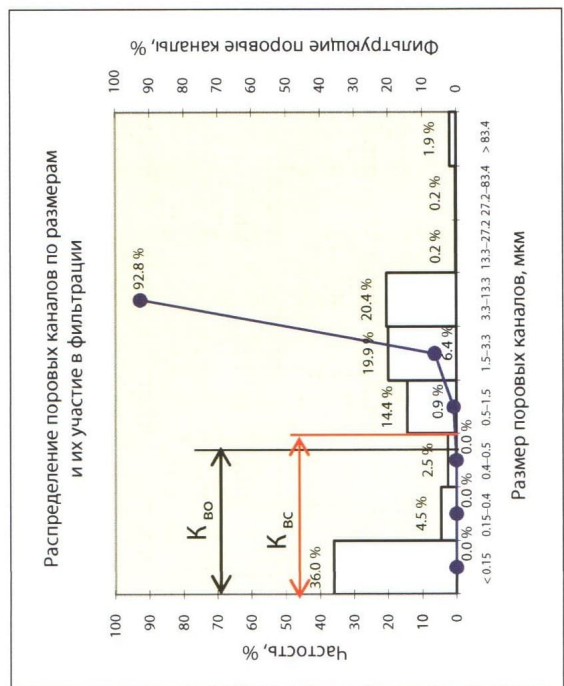
Используя эту формулу, несложно определить граничные значения радиусов каналов ( $r_k^{zp}$ ) в породах рассматриваемых отложений, в которых при принятых выше условиях будет содержаться остаточная вода. Так, для среднеюрских отложений  $r_k^{zp}$  составит 0.50 мкм, а для нижнеюрских — 0.38 мкм.

Полученные значения  $P_k$  и  $r_k^{zp}$  нанесены на графики, отражающие порометрические характеристики среднестатистических пород-коллекторов средне- и нижнеюрского возраста (рис. 14). Здесь же показаны значения вододерживающей способности ( $K_{вс}$ ) этих образцов. Из графиков видно, что значение  $K_{вс}$  для среднеюрских отложений почти совпадает с величиной  $K_{во}$ , а остаточная водонасыщенность в нижнеюрских отложениях заметно меньше значения  $K_{вс}$  (см. рис. 14а, 14в). Здесь, однако, следует отметить, что полученные граничные значения радиусов пор и каналов в коллекторах справедливы для гидрофильных коллекторов, каковыми являются среднеюрские отложения. Нижнеюрские осадки в большей или меньшей степени гидрофобизованы, из-за этого величина  $\cos\theta$  не близка к единице, а меньше ее, поэтому значение  $r_k^{zp}$  на самом деле будет еще меньше.

Если все типы пустот, обнаруженных в обломках минералов и цемента, начиная от самых мелких (узких щелевидных между соседними кристаллами) до самых крупных (между их агрегатами), нанести на график



Условные обозначения:  
а, в — кривые капиллярного давления;  
б, г — распределение поровых каналов по размерам и их участию в фильтрации.



а

в

б

г

Рис. 14. Порометрические характеристики образцов, отобранных из среднеюрских (а, б) и нижнеюрских (в, г) отложений

с целью анализа распределения их по размерам, то легко заметить, что все они занимают приблизительно один диапазон, изменяющийся от 0.05—0.08 до 1.5—3.5 мкм (рис. 15). Для удобства сопоставления полученных данных с результатами капилляриметрических исследований оси абсцисс на построенном графике и диаграмме, полученной по результатам капилляриметрических исследований, приведены в одинаковом масштабе (сравни рис. 14 и 15).

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. 15).

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 углеводородами и поровой водой, остаточная вода обычно присутствует в более мелких пустотах (см. рис. 15).

Судя по результатам изучения вещественного состава рассматриваемых отложений, в среднеюрских продуктивных пластах остаточная вода связана со следующими минеральными и органическими компонентами, расположенными в порядке убывания ее содержания в них: эпигенетический поровый каолинит, обломки терригенных слюд, раннедиагенетический сидерит, обломочный хлорит и углефицированный растительный детрит. С остальными минералами, а именно микропертитовыми калиевым полевым шпатом и альбитом, эпигенетическим кальцитом, микрозернистым рутилом (лейкоксенон), связано незначительное количество остаточной воды.

В нижнеюрских отложениях остаточная вода связана со следующими минеральными и органическими компонентами, также расположенными в порядке убывания ее содержания в них. Это эпигенетический поровый каолинит (диккит), обломки слюды, эпигенетическая гидрослюда и ССО, эпигенетический микрокристаллический сидерит, микрокристаллический и микросферолитовый эпигенетический кварц, углефицированный растительный детрит. С остальными минералами, а именно микропертитовым альбитом, рутилом (лейкоксенон) и эпигенетическим кальцитом, связано незначительное количество 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 диагенетическими по времени их возникновения.

Наконец, пустоты, присутствующие в «сотовых» полевых шпатах, глинистом и карбонатном цементе, относятся к наиболее «молодым» и их условно можно назвать эпигенетическими или катагенетическими.

Таким образом, структура порового пространства погружающихся осадков постоянно изменяется, и в значительной степени это касается мелких пустот, в которых содержится остаточная вода. Основная часть остаточной воды в нижнеюрских коллекторах, наиболее катагенетически (в том числе гидротермально) преобразованных, содержится в новообразованных (эпигенетических или катагенетических) глинистых минералах, представленных каолинитом (диккитом), гидрослюдой и ССО, а также в близких по времени образования микрокристаллических и микросферолитовых агрегатах кварца и халцедона. Из седиментогенных пустот, содержащих остаточную воду, сохранившихся в рассматриваемых отложениях, можно отметить лишь микропоры, присутствующие в обломочных зернах мусковита.

## ВЫВОДЫ

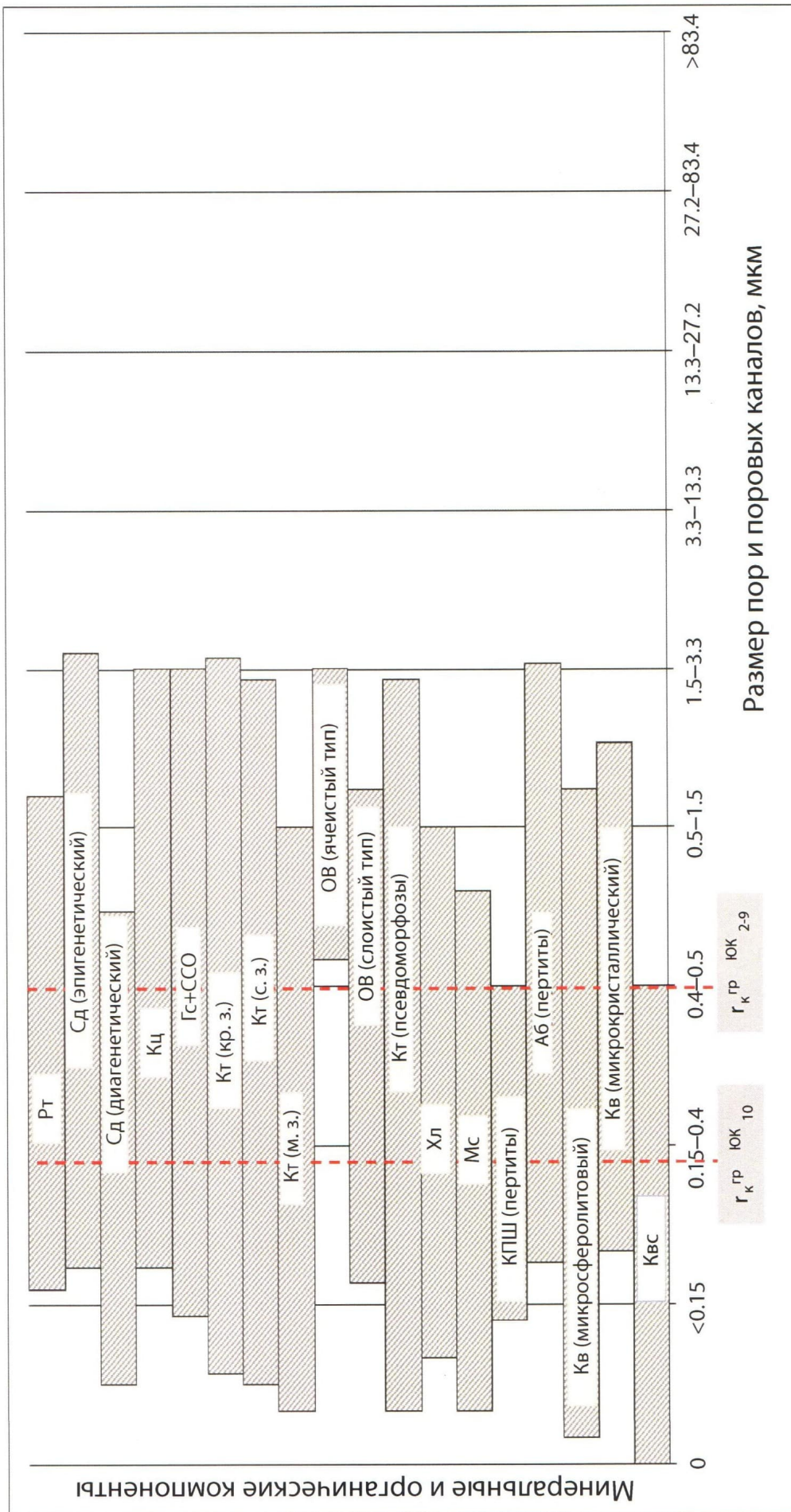
На примере средне- и нижнеюрских отложений одной из площадей Красноленинского свода показано, что остаточная вода присутствует в частях осадков, как в обломочной, так и цементирующей. По времени и способу возникновения мелких пустот, в которых содержится связанная вода, их можно условно подразделить на следующие:

- седиментогенные пустоты, содержащиеся в обломочных зернах, например, терригенных слюдах и хлоритах, а также в углефицированном растительном детрите;

- раннедиагенетические пустоты, содержащиеся в микростяжениях сидерита;

- эпи- или катагенетические 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 [2—4]. Значительная часть



Условные обозначения:  
сокращения, принятые на рисунке:

Квс — коэффициент водоудерживающей способности; Кв — кварц; Аб — альбит; КПШ — калиевый полевой шпат; Мс — мусковит; Хл — хлорит; Кт — каолинит; Гс — гидрослюда; ССО — смешаннослойные образования; Кц — кальцит; Сд — сидерит; Рт — рутит; ОВ — органическое вещество; м. з. — мелкозернистый; с. з. — среднезернистый; кр. з. — крупнозернистый.

Рис. 15. Сопоставление размеров микропор, содержащихся в различных минералах и их агрегатах

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

Микростоты, присутствующие в обломочной и цементирующей частях рассмотренных отложений, можно условно разделить по их размерам на два класса. Первый класс — субмикроскопические поры, к которым относятся микроскопические пустоты, присутствующие между соседними кристаллами, например слюд, хлоритов, каолинита (диккита) и карбонатов. Эти пустоты обычно имеют узкий (щелевидный) облик и характеризуются размерами их полуширины, варьи-

рующей в среднем в пределах от 0.03—0.05 до 0.3—0.6 мкм. Эти субмикроскопические поры в подавляющем большинстве случаев заполнены остаточной («неподвижной») водой. Второй класс — микроскопические поры, присутствующие обычно между агрегатами эпигенетических минералов или в обломках «сотовых» полевых шпатов (между сохранившимися пертитами). Эти микроскопические пустоты имеют более крупные размеры, изменяющиеся в среднем от 0.65—1.0 до 3.5—5.0 мкм. В них содержатся подвижные флюиды, представленные углеводородами и поровой водой.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Зубков М.Ю., Колпаков В.В. Остаточная водонасыщенность и капиллярное давление в углеводородной залежи // Горные ведомости. 2010. № 7. С. 20—27.
2. Зубков М.Ю., Бондаренко П.М., Гетман А.В. Прогноз зон повышенной нефтегазовой продуктивности тектоно-гидротермального происхождения на основе комплексирования геофизических методов и тектонофизического моделирования // Геологической службе России 300 лет: Тезисы докл. Междунар. геофиз. конф. СПб., 2000. С. 122—123.
3. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А. и др. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 122—132.
4. Зубков М.Ю., Шведенков Г.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Материалы V науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2002. Т. 1. С. 323—332.
5. Тиаб Дж., Дональдсон Эрл Ч. Петрофизика: теория и практика изучения коллекторских свойств горных пород и движения пластовых флюидов. М.: Премиум Инжиниринг, 2009. 868 с.
6. Элланский М.М. Петрофизические основы комплексной интерпретации данных геофизических исследований скважин (методическое пособие). М.: ГЕРС, 2001. 229 с.
7. Knutsen Carroll F. Definition of water table. Am. Assoc. Petrol. Geologists. 1954. Vol. 38. Pt. 2.