

## CLAY MICROSTRUCTURE FORMATION

V. N. SOKOLOV

*The problems of clay microstructure formation in the process of lithogenesis are discussed. It has been established that this process is accompanied by a regular change in morphometric, geometric, and energy features of a microstructure. A conclusion is drawn that microstructure of clays indicates their formation conditions and is intimately connected with their properties.*

**Рассмотрены вопросы формирования микро-структуры глинистых пород в ходе литогенеза. Установлено, что этот процесс сопровождается закономерным изменением морфометрических, геометрических и энергетических признаков микроструктуры. Сделан вывод, что микро-структура глин отражает условия их формирования и тесно связана со свойствами.**

© Соколов В.Н., 1998

## ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В. Н. СОКОЛОВ

Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова

Глины – наиболее распространенные горные породы, относящиеся к сложным природным минеральным системам. Они характеризуются чрезвычайно высокой дисперсностью (малым размером) минеральных частиц и специфическим поведением по отношению к воде. Знание механизма формирования микроструктуры глинистых пород и возможность получения ее количественных показателей позволяют решать многие инженерно-геологические и геоэкологические проблемы, связанные с оценкой свойств и прогнозом поведения глин в условиях активно изменяющейся окружающей среды.

### ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ НА СТАДИИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Первичные структуры в глинистых породах формируются в результате процесса сноса и осаждения минеральных частиц в водных бассейнах. Структурообразование в глинистых коллоидных системах начинается с процессов их агрегации и коагуляции в водной среде. Под агрегацией понимают процесс образования укрупненных структурных элементов в результате слипания первичных глинистых частиц, потерявших устойчивость. Он развивается в разбавленных глинистых суспензиях и не приводит к их объемному структурированию. Коагуляция – процесс взаимодействия первичных частиц или их ассоциаций (ультрамикроагрегатов, микроагрегатов и агрегатов) в концентрированных глинистых суспензиях или осадках с образованием сплошной объемной структуры из твердой фазы.

Общие закономерности процесса структурообразования глинистых осадков сводятся к следующему [2].

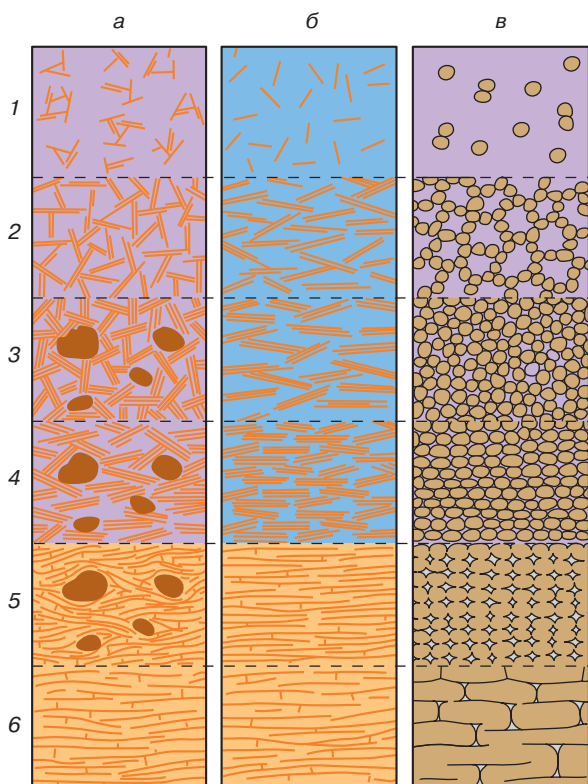
1. В результате коагуляции глинистых суспензий формируется коагуляционная структура, характеризующаяся присутствием между структурными элементами дальних и ближних коагуляционных контактов [1, 4], обуславливающих специфические свойства этих осадков: текучую и скрыто-текучую консистенцию, очень низкую прочность, тиксотропное (обратимое) разрушение.

2. Процесс коагуляции в глинистых суспензиях и микроструктура образующихся глинистых осадков в основном определяются минеральным составом,

размером частиц, а также составом, концентрацией и рН водной среды бассейна аккумуляции, составом обменных катионов, содержанием органического вещества.

Микроструктуры природных глинистых осадков водного генезиса отличаются большим разнообразием. На рис. 1, а–в (стадии 1, 2) показаны основные схемы формирования коагуляционных микроструктур природных глинистых осадков, а на рис. 2 приведены растровые электронно-микроскопические (РЭМ) фотографии соответствующих им глинистых осадков.

При осаждении тонкодисперсных частиц глинистых минералов в соленых морских бассейнах, вода в которых проявляет слабощелочную реакцию, идут интенсивная агрегация первичных частиц и формирование очень рыхлого осадка с общей пористостью до 90%. В этих условиях образуются породы (мор-



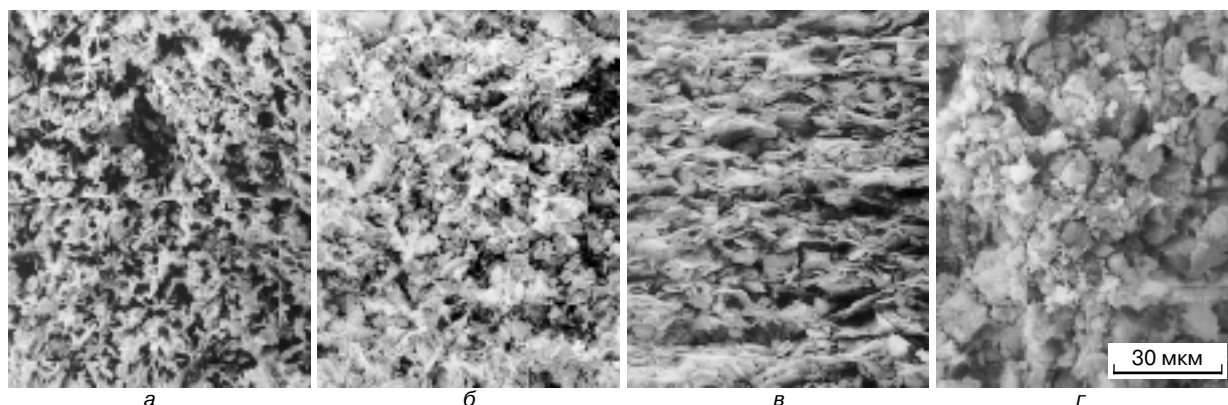
**Рис. 1.** Схема трансформации микроструктуры глинистых пород при прогрессивном литогенезе: а – соленый бассейн, преобразование глинистого вещества, б – пресноводный бассейн, преобразование глинистого вещества, в – соленый бассейн, преобразование пылеватого вещества; 1 – агрегация и осаждение глинистых частиц, 2 – микроструктура современного осадка на стадии осадконакопления, 3, 4 – микроструктура на стадии раннего, среднего и позднего диагенеза, 5 – микроструктура при катагенезе, 6 – микроструктура при метагенезе

ские илы) с ячеистой микроструктурой (рис. 1, а, стадии 1, 2; рис. 2, а). Механизм формирования подобной микроструктуры обусловлен подавлением в высококонцентрированном соляном растворе одноименно заряженных двойных электрических слоев [1, 4] вокруг гидратированных глинистых частиц и возрастанием сил молекулярного притяжения, что и приводит к коагуляции глинистой суспензии. В результате между частицами и их микроагрегатами образуются дальние коагуляционные контакты типа базис–скол и скол–скол. Характерной морфологической особенностью микроструктуры подобных глинистых осадков является наличие однородной и изотропной объемной структурной сетки. Основные структурные элементы данной микроструктуры – поры-ячейки, размер которых определяется минеральным составом, концентрацией электролита и его рН. Стенки ячеек сложены листообразными микроагрегатами глинистых частиц.

При осаждении глинистого вещества в пресных бассейнах формируются максимально диспергированные и более плотные коагуляционные микроструктуры, чем в соленых бассейнах. Большую роль в данном процессе играет рН раствора. В нейтральных и кислых условиях вследствие взаимодействия разноименно заряженных базальных поверхностей и торцов глинистых частиц возможно формирование тонкодисперсных ячеистых микроструктур, аналогичных сформированным в морских условиях (рис. 1, а, стадии 1, 2; рис. 2, б). По сравнению с морскими осадками данная микроструктура более плотная (пористость до 65%).

При осаждении глинистого материала в пресных слабощелочных водах при условии максимальной стабилизации частиц возможно формирование более плотной тонкодисперсной ламинарной микроструктуры [1, 3]. Подобная микроструктура встречается у молодых озерно-ледниковых глин (рис. 1, б, стадии 1, 2; рис. 2, в). Она сложена преимущественно листообразными микроагрегатами глинистых частиц, хорошо ориентированных по напластованию. Между микроагрегатами формируются ближние коагуляционные контакты типа базис–базис или базис–скол под небольшим углом, но их прочность меньше, чем в морских илах. Важной морфометрической особенностью микроструктур глинистых осадков является то, что большую часть порового пространства в них (до 95% от общей пористости) составляют крупные и мелкие межмикроагрегатные микропоры.

При осаждении более грубозернистого материала в водной среде идет формирование коагуляционных микроструктур скелетного типа [1, 3]. Хотя пылеватая и песчаная фракции в подобных породах в основном представлены кварцевыми зернами, порчатыми глинистыми рубашками, эти структурные элементы обладают довольно высокой физико-химической активностью. Поэтому основными



**Рис. 2.** Микроструктура современных природных глинистых осадков: а – морской глинистый ил, Черное море; б – озерный глинистый ил, оз. Воже; в – молодая озерно-ледниковая глина, г. Пяру; г – морской пылеватый ил, Черное море

факторами, контролирующими формирование грубодисперсных песчано-пылеватых осадков, так же как и для глинистых, будут концентрация электролита и pH жидкой фазы. Как видно из рис. 1, в (стадии 1, 2) и рис. 2, г, при осаждении пылевато-глинистого материала в соленой морской воде формируется более рыхлая микроструктура ( $n \approx 45\%$ ), однако между структурными элементами преобладают ближние коагуляционные контакты. Осадок, сформировавшийся в пресных условиях, имеет более плотную микроструктуру ( $n \approx 36\%$ ). В поровом пространстве обеих микроструктур преобладают крупные межмикроагрегатные и межзернистые микропоры.

Рассмотренные примеры показывают, что уже на стадии осадконакопления в зависимости от условий осаждения осадка формируются коагуляционные микроструктуры нескольких типов. Различия в строении исходного глинистого осадка определяют многообразие способов трансформации его микроструктуры при литогенезе (процесс, связанный с образованием и последующим превращением осадка в породу и ее дальнейшими изменениями).

## ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СТАДИИ ДИАГЕНЕЗА

Формирование микроструктуры глинистой породы на стадии раннего диагенеза (преобразования) осадка сначала обусловлено процессами уплотнения и дегидратации. Они сопровождаются старением алюмокремниевых гелей, изменением состава и концентрации электролита порового раствора, биохимической деятельностью микроорганизмов, трансформацией органического вещества, синерезисом (самопроизвольное уплотнение осадка, сопровождающееся оттоком воды). При этом глинистая порода остается типичной коагуляционной дисперсной системой, а ее микроструктура полностью наследует микроструктуру осадка, сформированного во время

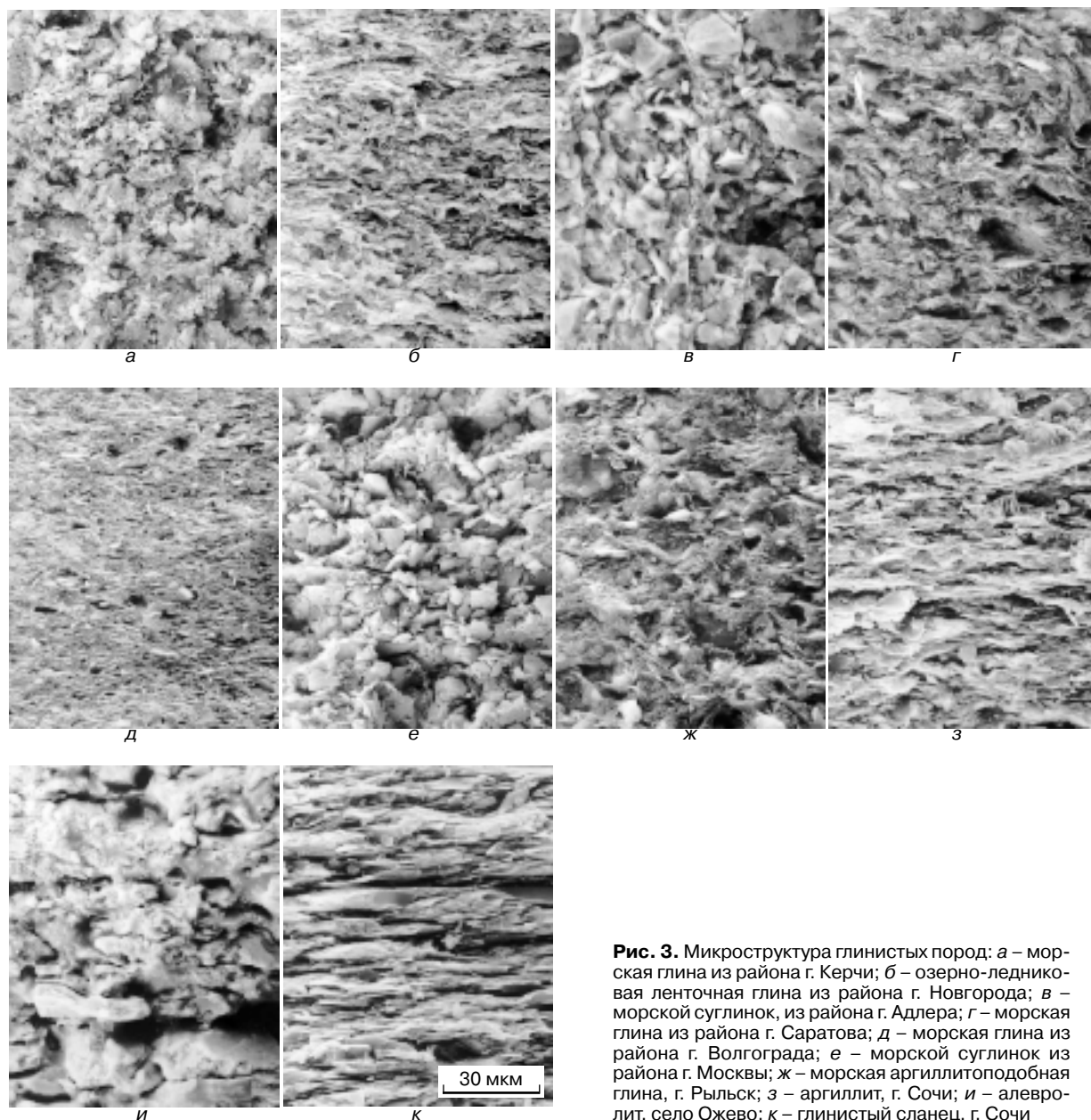
его накопления. Однако могут происходить некоторое уменьшение общей пористости и переход имеющихся дальних коагуляционных контактов в ближние.

В дальнейшем основным фактором преобразования микроструктуры глинистых пород при диагенезе становится гравитационное уплотнение, прогрессивно возрастающее с глубиной погружения осадка. Так, на глубине около 1000 м породы могут испытывать давление до 15 МПа. Процесс гравитационного уплотнения глинистых осадков сопровождается уменьшением влажности, повышением плотности и прочности, а также коренным изменением морфометрических (размер и форма структурных элементов), геометрических (ориентация структурных элементов) и энергетических (тип структурных связей между частицами) признаков микроструктуры. На рис. 1 (стадии 3, 4) приведены схемы трансформации микроструктуры глинистых пород в ходе диагенеза, а на рис. 3, а–е показаны РЭМ-фотографии соответствующих им пород.

Общей тенденцией изменения микроструктуры глинистых пород на стадии раннего диагенеза являются укрупнение микроагрегатов, закрытие крупных и сокращение размеров мелких микропор (рис. 1, стадия 3; рис. 3, а–в). В том случае, когда исходный осадок представляет собой максимально диспергированную и уже ориентированную микроструктуру (рис. 1, б, стадия 2; рис. 2, в), помимо указанных изменений может происходить некоторое увеличение степени ориентации твердых структурных элементов (рис. 1, б, стадия 3, рис. 3, б).

Если первичный осадок слагается в основном пылеватыми зернами, покрытыми глинистыми рубашками, и имеет очень рыхлую скелетную микроструктуру, то за счет его гравитационного уплотнения происходит формирование более плотной и однородной микроструктуры, лишенной крупных межзернистых микропор (рис. 1, в, стадия 3; рис. 3, в).





**Рис. 3.** Микроструктура глинистых пород: а – морская глина из района г. Керчи; б – озерно-ледниковая ленточная глина из района г. Новгорода; в – морской суглинок, из района г. Адлера; г – морская глина из района г. Саратова; д – морская глина из района г. Волгограда; е – морской суглинок из района г. Москвы; ж – морская аргиллитоподобная глина, г. Рильск; з – аргиллит, г. Сочи; и – алевролит, село Ожево; к – глинистый сланец, г. Сочи

В результате уплотнения глинистых осадков, отжатия поровой влаги и сближения твердых структурных элементов в глинистой породе на стадии раннего диагенеза завершается процесс превращения всех дальних коагуляционных контактов в ближние. На этой стадии глинистая порода переходит в состояние пластичной системы с вязким характером деформирования, высокой и средней сжимаемостью, слабым и средним набуханием. Общая пористость породы уменьшается до 40%. Прочность на одноосное сжатие в таких породах может достигать 0,3–0,6 МПа.

Наиболее существенные изменения в микроструктуре глинистых пород происходят на стадиях среднего и позднего диагенеза, когда наряду с интенсивным гравитационным уплотнением большое влияние также оказывают температура, состав и концентрация поровых растворов и другие факторы. Этап среднего и позднего диагенеза характеризуется интенсивным процессом переориентации и возрастанием степени ориентации твердых структурных элементов в направлении, перпендикулярном уплотняющей нагрузке (рис. 1, стадия 4; рис. 3, з–е). Подобные изменения микроструктуры можно объяснить увеличением эффективных напряжений на

контактах по мере роста уплотняющей нагрузки, которые могут превысить порог ползучести для данной дисперсной системы. В глинистой породе начинают развиваться процессы ползучести, приводящие к переориентации минеральных частиц и их микроагрегатов и формированию контактов типа базис–скол под небольшим углом.

Повышению степени ориентации твердых структурных элементов также способствует увеличение температуры глинистых пород, которая на глубине 300 м достигает 20°C и постепенно увеличивается вниз по разрезу к 1000-метровой отметке до 48°C.

Структурная перестройка сопровождается заметным уплотнением и дегидратацией глинистой породы: общая пористость может уменьшаться до 35–45%, влажность колеблется от нижнего предела пластичности до максимальной молекулярной влагоемкости [1]. Все это влечет за собой изменение размеров твердых структурных элементов и пор. В глинистых породах с малым содержанием пылеватых и песчаных зерен формируются более плотные листообразные микроагрегаты. В породах морского генезиса наблюдается возрастание толщины микроагрегатов (рис. 1, *a*, стадия 4; рис. 3, *з*). Поровое пространство в подобных глинистых породах в основном представлено мелкими межмикроагрегатными микропорами. При диагенезе наблюдаются дальнейшее уменьшение размера этих микропор, начало уменьшения размера и возрастание количества тонких микропор (рис. 1, *a*, *б*, стадия 4; рис. 3, *з*, *д*). В глинисто-пылеватых породах происходит уменьшение размера мелких межзернистых микропор (рис. 1, *в*, стадия 4; рис. 3, *е*). Форма пор становится преимущественно удлиненной и щелевидной.

На стадии позднего диагенеза между структурными элементами в глинистых породах формируются более прочные переходные и фазовые контакты при сохранении некоторого количества ближних коагуляционных контактов. Формирование переходных контактов обусловлено появлением между двумя сближающимися базальными поверхностями глинистых частиц и их микроагрегатов катионных мостиков, связывающих соседние структурные элементы силами ионно-электростатического притяжения. Вклад этих сил в структурные связи намного превосходит молекулярное притяжение. Одновременно в некоторых точках объема породы, по-видимому, идет образование и фазовых контактов цементационной природы. Их появление обусловлено увеличением площади контакта, резким повышением концентрации солей в поровом растворе при уплотнении и дегидратации породы и цементирующим действием аморфного кремнезема, хемогенного кальцита, оксидами и гидроксидами железа и т.д. Присутствие прочных переходных и фазовых контактов определяет высокую прочность таких глинистых пород на одноосное сжатие ~0,5–3,5 МПа. Для пород характерна сильная анизотропия прочност-

ных и деформационных свойств, обусловленная высокой степенью ориентации структурных элементов.

## ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СТАДИИ КАТАГЕНЕЗА

На стадии катагенеза (преобразование осадочных пород при повышенных давлениях и температуре при их погружении на глубины до 10 км) происходят дальнейшее уплотнение и упрочнение глинистых пород. Имеющиеся коагуляционные и переходные контакты постепенно трансформируются в фазовые (цементационные и кристаллизационные). Цементационные фазовые контакты активно развиваются на стадии катагенеза и приводят к образованию прочной структуры, характерной для плотных сцементированных глинистых пород — аргиллитов. Цементирующими агентами обычно являются тонкодисперсный хемогенный кальцит, гипс, легкорастворимые соли Na, Ca, Mg, органическое вещество, оксиды и гидроксиды железа, аморфный SiO<sub>2</sub> и др. Образование кристаллизационных фазовых контактов происходит в основном под влиянием высокого давления (~120–200 МПа) и температур (~150–200°C), приводящих к “сварке” микроструктур глинистых минералов по их базальным поверхностям.

В результате таких преобразований глинистые породы приобретают свойства твердых тел. Для них характерны упругая деформация вплоть до хрупкого разрушения, небольшая пористость (10–35%), низкая сжимаемость, высокая прочность на сжатие ~2–30 МПа, а также высокая анизотропия прочностных и деформационных свойств.

В микроструктуре глинистых пород на стадии катагенеза наблюдаются уменьшение пористости, возрастание степени ориентации структурных элементов и дальнейшее увеличение анизотропии прочностных и деформационных свойств. Происходит существенное укрупнение твердых структурных элементов. Часто микроагрегаты и зерна, составляющие породу, образуют подобие микрослоев, толщина которых иногда достигает 10–12 мкм (рис. 1, стадия 5; рис. 3, *ж–и*). Микроструктура таких пород становится более однородной.

Специфические условия формирования микроструктуры при катагенезе нашли свое отражение и в характере порового пространства. Вследствие интенсивного давления и взаимного спекания глинистых частиц в глинистых породах резко сокращается количество межчастичных ультрамикропор. В породах с малым содержанием пылеватой фракции поровое пространство в основном представлено мелкими межмикроагрегатными микропорами. В поровом пространстве глинисто-пылеватых пород (алевролитов) преобладают крупные и мелкие межзернистые микропоры.

## ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СТАДИИ МЕТАГЕНЕЗА

На стадии метагенеза (стадия глубокого преобразования осадочных пород при их погружении в нижнюю часть земной коры до 15 км) микроструктура глинистых пород претерпевает сильное изменение под действием высокого давления (>200 МПа), температуры (~200–300°C), горячих растворов и газов. На данном этапе литогенеза происходят сложный процесс перекристаллизации минералов, замещение одних веществ другими, разрушение старых микроструктур и формирование новых, характеризующихся наличием между минеральными структурными элементами прочных фазовых контактов, развитых по всей поверхности. По существу при метагенезе глинистая порода полностью превращается в скальную горную породу, характеризующуюся высокой прочностью на сжатие (иногда до 200 МПа) и упруго-хрупким характером разрушения, большой анизотропией деформационных и прочностных свойств.

Морфометрические особенности исходного осадка почти полностью нивелируются, и многие метаморфизованные глинистые породы, например глинистые сланцы, имеют приблизительно одинаковую микроструктуру, сложенную хорошо ориентированными по напластованию микрослоями толщиной до 3–5 мкм (рис. 1, стадия б; рис. 3, к). Подобные породы имеют наибольшую степень ориентации структурных элементов. Для них характерны очень малая пористость (не более 4%) и отсутствие межчастичных ультрамикропор. В основном поровое пространство сложено мелкими межмикрoагрегатными микропорами щелевидной формы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог рассмотрению формирования микроструктуры глинистых пород при литогенезе, можно сказать, что в ходе этого процесса происходит закономерное изменение морфометрических, геометрических и энергетических признаков микроструктуры. Первичные микроструктуры глинистых осадков характеризуются присутствием высокопористых изотропных коагуляционных микроструктур с коагуляционными контактами. Они наиболее

чувствительны к изменению физико-химических условий структурообразования и во многом определяют характер последующей трансформации микроструктуры при литогенезе.

На стадии диагенеза происходят уплотнение и уменьшение пористости глинистого осадка, который начинает превращаться в горную породу. Идут повышение степени ориентации твердых структурных элементов и их сближение, частичная трансформация коагуляционных контактов в переходные и образование фазовых цементационных контактов. Начинают преобладать микроструктуры ориентированного типа.

На стадии катагенеза и метагенеза в результате воздействия высоких давлений и температур формируются плотные горные породы с высокоориентированной микроструктурой, характеризующиеся присутствием развитых фазовых контактов. Важным диагностическим морфометрическим признаком микроструктуры глинистой породы является присутствие межчастичных ультрамикропор. На стадии катагенеза и метагенеза эта категория пор сильно уменьшается или совсем исчезает.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.
2. Соколов В.Н. // Инж. геология. 1985. № 4. С. 28–41.
3. Соколов В.Н. // Там же. 1988. № 4. С. 25–41.
4. Соколов В.Н. Микромир глинистых пород // Соросовский Образовательный Журнал. 1996. № 3. С. 56–64.

\* \* \*

Вячеслав Николаевич Соколов, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник кафедры инженерной геологии и охраны геологической среды геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Основное направление научных исследований: физико-химическая механика дисперсных грунтов, изучение микроструктуры горных пород, компьютерный анализ РЭМ-изображений. Автор 212 научных работ, девяти авторских свидетельств и пяти зарубежных патентов.