

ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В БИОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ (ПАЛЕОГЕН, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)

© 2000 г. Ю. О. Гаврилов, Е. В. Щепетова

Геологический институт Российской академии наук
109017 Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 01.06.2000 г.

В палеогеновых отложениях Южного Дагестана описаны редко встречающиеся биогенные структуры, по которым развиты аутигенные диагенетические минералы. Показано, что морфологически эти минералы образуют пластинчатые слюдopodobные и колломорфные агрегаты, приуроченные к ходам зарывавшихся в осадки организмов; по составу они относятся к минералам глауконитового ряда. Проведен сравнительный анализ пластинчатых и колломорфных минералов с глобулярным глауконитом, залегающим во вмещающих песчаных отложениях; показано, что для глобулярных разновидностей характерны более высокие содержания калия и железа, в то время как для пластинчатого – SiO_2 . Обсужден вероятный механизм образования пластинчатых и колломорфных минералов в биогенных структурах.

Анализ аутигенного минералообразования в одновозрастных отложениях, развитых на широкой площади, позволяет оценить характер изменения диагенетических преобразований в зависимости от изменения фациальных условий. В этом отношении палеоцен-эоценовые отложения Кавказского региона являются благоприятным объектом для изучения. Будучи сложными, как правило, смешанными биогенно-терригенными осадками, на стадии седименто- и диагенеза они содержали заметное количество органического вещества (ОВ) преимущественно бассейнового происхождения, что способствовало активному течению диагенетических процессов. В разных районах развития палеоцен-эоценовых отложений в них залегают разнообразные аутигенные диагенетические образования: повсеместно отмечаются сульфидные стяжения, встречаются фосфатные, карбонатные, кремнистые, баритовые конкреции, а также разнообразные мелкие аутигенные выделения (зерна фосфатов, кристаллы цеолитов).

Изучение отложений южно-дагестанской фациальной зоны показало, что они характеризуются повышенной интенсивностью силикатного диагенетического минералообразования, связанного с высокой биопродуктивностью кремневых организмов в этой части палеоводоёма. Причем, если в преимущественно карбонатных отложениях (разрез р. Рубас-чай) диагенетическое перераспределение биогенного кремнезема приводило к образованию многочисленных стяжений или линзовидных прослоев, сложенных в основном SiO_2 , то в терригенных отложениях широкое развитие получал процесс образования минералов глауко-

нитового ряда, вплоть до образования на некоторых уровнях в ассоциации с горизонтами hard-ground прослоев глауконититов.

В нижнеэоценовой толще нами были обнаружены и описаны биогенные структуры, в которых развивались несколько необычные по ряду параметров аутигенные слоистые силикатные минералы. Эти биогенные структуры, являющиеся следствием жизнедеятельности некоторых организмов, встречаются в природе нечасто и, как правило, приурочены к отложениям определенных фациальных обстановок. Целью настоящей работы, с одной стороны, было описание и выяснение происхождения этих биогенных структур, а с другой – выяснение состава приуроченных к этим структурам аутигенных минералов и выявление их особенностей по сравнению со сходными минералами, встречающимися во вмещающих их отложениях.

СТРОЕНИЕ БИОГЕННЫХ СТРУКТУР И ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В разрезе преимущественно карбонатных и глинисто-карбонатных палеоцен-эоценовых отложений Южного Дагестана (р. Рубас-чай) выделяется толща мелкозернистых карбонатных песчаников, светлых, плотных, мощностью около 40 м. На некоторых уровнях песчаники окремнены. Стратиграфически песчаниковая толща относится к нижнему эоцену (ипр) [Щуцкая, 1970; данные Н.Г. Музылева].

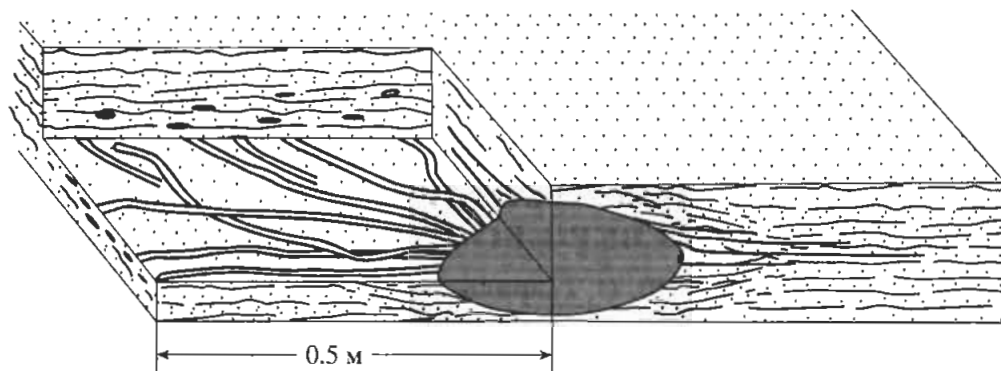


Рис. 1. Схематическое изображение биогенной структуры в нижнеэоценовых песчаниках Южного Дагестана (р. Рубас-чай).

В песчаниках прослеживается субгоризонтальная и полого-волнистая слоистость, образованная чередованием тонких (первые мм) серых и белых слоев: первые сложены преимущественно обломочным силикатным материалом, вторые – биогенным карбонатным шламом. Слоистость местами нарушена биотурбацией.

Силикатный обломочный материал представлен угловатыми зернами кварца (30–50% от объема породы) с примесью полевых шпатов (до 10%). Биогенные компоненты составляют около 50% объема породы; среди них резко преобладают в различной степени перекристаллизованные карбонатные раковинки фораминифер. Все компоненты породы – как силикатные, так и биогенные довольно хорошо сортированы, преобладают зерна размером 0,1–0,2 мм.

В песчаниках рассеяны мелкие глобулы глауконита, содержание которых не превышает 10% от объема породы. Основная масса глобуль сосредоточена внутри слоев с обломочным силикатным материалом. Размеры глауконитовых зерен (0,1–0,2 мм) близки к размерам породообразующих обломочных компонентов.

Цемент песчаников преимущественно карбонатный, кристаллический (кальцитовый, с небольшой примесью анкерита), базального типа. В “биогенных” слоях встречаются также обширные участки, сцементированные микритовой карбонатной массой. В песчаниках отмечаются тонкие трещинки, выполненные волокнистыми выделениями халцедона, а также микропоровые выделения опала.

На нескольких уровнях в песчаниках обнаружены весьма своеобразные образования: кремнистые линзы, от которых в радиальном направлении отходят несколько изгибающиеся полосы темно-зеленого цвета (рис. 1). Линзы представляют собой уплощенные желваки, плотные, с бугристой поверхностью, рассеченной трещинами с натечными выделениями халцедона. Диаметр желваков – до

20–25 см, высота 4–5 см; окраска неравномерная – от охристо-желтой до черной. Расходящиеся от желваков в радиальных направлениях узкие (ширина до 1–2 см) полосы, достигающие длины 30–40 см, – слабо извилистые, местами пересекающиеся, на концах постепенно выклиниваются. Эти лентовидные канальчики подходят к линзе на разных уровнях и иногда как бы облекают ее (см. рис. 1). На боковом склоне песчаников, перпендикулярном оси этих полос, последние обычно выглядят как сильно уплощенные (толщина 1–2 мм) и короткие (первые см) линзочки, расположенные на различных уровнях и заполненные зеленой и темно-зеленой минеральной массой. В некоторых случаях линзочки имеют форму уплощенных эллипсов, достигающих в толщину нескольких – до 5–6 мм; изредка, когда канальчики залегают под углом к напластованию, в поперечном сечении они приобретают близкую к округлой форму.

Микроскопическое изучение внутренней структуры желваков показывает, что они представляют собой скопления микропролитов (рис. 2), в массе которых изредка обособляются сгустки шлама мелких фораминиферовых раковин. Все компоненты нацело замещены и плотно сцементированы однородным микросферолитовым агрегатом кремнезема, неравномерно пропитанного тонкодисперсными сульфидными железами, подчёркивающими первичные формы биогенных компонентов. Каждый отдельный желвак вместе с расходящейся от него системой узких полос составляет генетически единую структуру, имеющую биогенное происхождение. Р. Бромлей [Bromley, 1996] указывает на целый ряд находок ихноструктур аналогичной формы как в современных, так и в древних осадках, однако большинство из них характеризуется более мелкими размерами. Так, например, по морфологии и размерам рассматриваемые образования обнаруживают некоторое сходство с биогенными структурами, описанными Р. Бромлеем и У. Асгардом [Bromley, Asgaard, 1972] в юрских мелко- и среднезернистых песчаниках Восточной Гренландии.

дии. Они были интерпретированы ими как жилые камеры ракообразных, свободно передвигавшихся в осадке, с отходящими от них ходами – “туннелями”, по которым осуществлялось движение животного в окружающий осадок и обратно. Основные различия между южно-дагестанскими и восточно-гренландскими образованиями касаются характера фоссилизации биогенных структур: в восточно-гренландских ихноструктурах ходы, отходящие от центрального ядра, заполнены тем же материалом, что и окружающий осадок, и в значительной мере сохранили свой первоначальный объемный облик (авторы не указывают на присутствие в них какой-либо аутигенной минерализации). В нашем случае – ходы практически не сохранили своей первоначальной формы, оказались существенно сплюснутыми в процессе уплотнения отложений и заполнены аутигенными минеральными новообразованиями зеленого цвета.

Копролиты нередко имеют породообразующее значение [Хворова, 1953; Маслов, 1960 и др.]. Для корректных выводов об их природе важно знать какова их морфология и внутренняя структура. Найденные в ипрских отложениях копролиты имеют форму мелких (менее 1 мм) цилиндрических тел, расположенных в породе хаотично (см. рис. 2). Внутри копролиты пронизаны 4-мя симметрично расположенными по отношению к их оси “дренажными” (по терминологии О.С. Вялова) каналами. В современных организмах, формирующих копролиты такого рода, каналы возникают благодаря пальцевидным отросткам, протягивающимся от заднего конца желудка животного [Вялов, 1978].

Основываясь на внутреннем строении копролитов, сконцентрированных в кремневой линзе – центральной части биогенной структуры, можно достаточно уверенно установить характер фауны, обусловившей их образование. Находки аналогичных или сходных по внутренней структуре копролитов были сделаны в юрских отложениях Англии [Kennedy et al., 1969], нижнемеловых отложениях Венгрии [Palik, 1965]; П. Бронниманн описывал их в триасовых, юрских и меловых отложениях Северной Африки и Европы [Brönnimann, 1972; Brönnimann, Zaninetti, 1972; Brönnimann et al., 1972]. Похожие образования были описаны В.П. Масловым в третичных отложениях Таджикской депрессии [Маслов, 1960]; им же сведения о копролитах были приведены в Атласе породообразующих организмов [Маслов, 1973]; О.С. Вялов обнаружил подобного рода копролиты в туронских отложениях р. Амударьи [Вялов, 1978 и т.д.]. В Кавказском регионе сходные, но не идентичные образования были описаны в верхнепалеоценовых отложениях Центрального Предкавказья В.В. Силантьевым [Senowbari-Daryan, Silantiev, 1991]; найдены они в фосфатных конкрециях из глинистых отложений свиты горячего

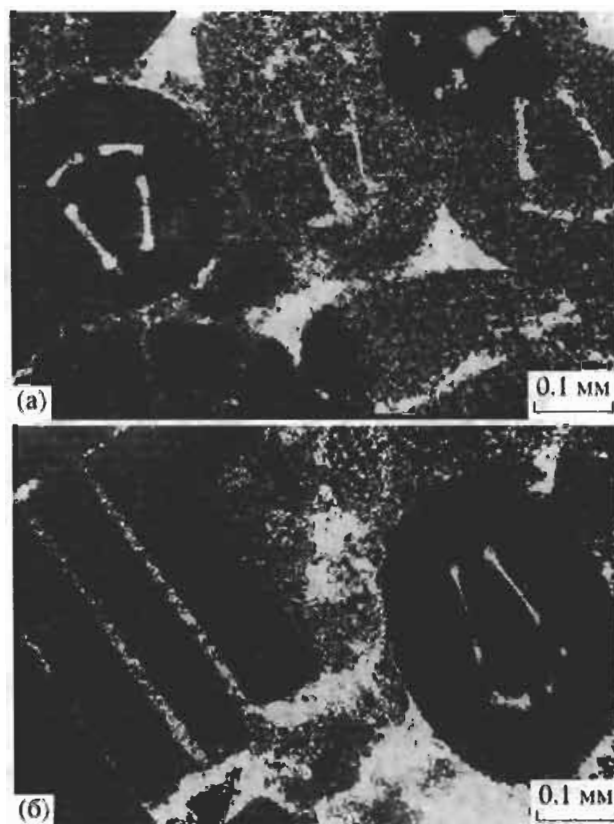


Рис. 2. Микрофотографии копролитов и их внутренней структуры из кремнистой линзы.

ключа. Во всех случаях исследователи рассматривали копролиты этого типа как продукт жизнедеятельности десятиногих раков (Crustacea, Decapoda). Соответственно, в нашем случае образование биогенных структур и приуроченных к ним скоплений копролитов также следует рассматривать как результат жизнедеятельности этих животных.

В некоторых случаях в ходах десятиногих раков исследователями отмечалось появление зеленых минералов, которые (без изучения их состава) относились к глаукониту [Bromley, Asgaard, 1972 и др.]. Обнаруженные нами в ходах зеленые аутигенные минералы по ряду характеристик представляют собой несколько необычные образования, в связи с чем были проведены специальные исследования их состава в сравнении с глауконитом, залегающим во вмещающих отложениях.

ХАРАКТЕРИСТИКА АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Минералы, заполняющие ходы ихнофауны, представлены преимущественно относительно мягкими темно-зелеными агрегатами, которые обычно в виде пленки или тонкой корочки выстилают каждый ход по всей длине, отчетливо выделяясь на

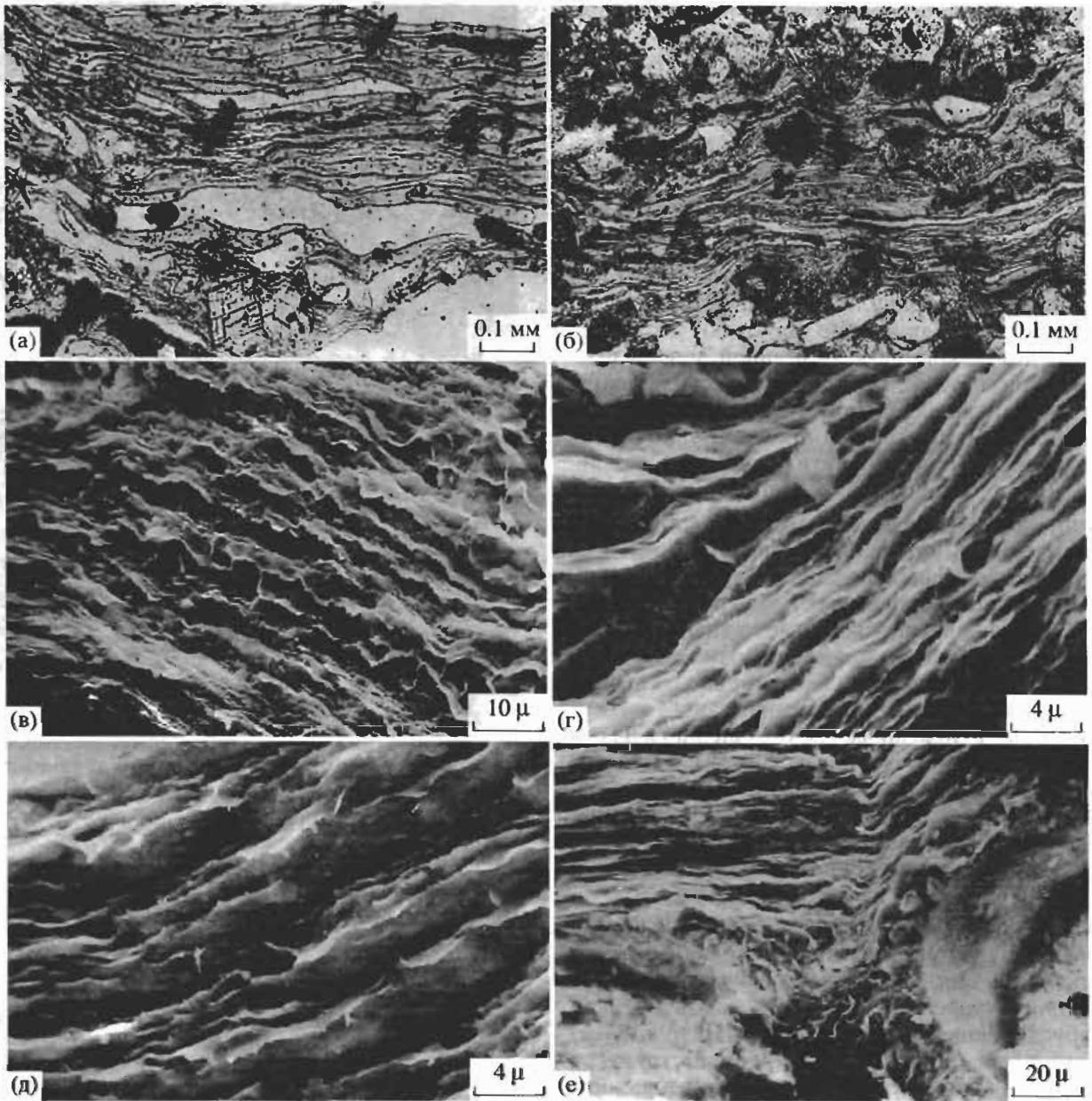


Рис. 3. Микроструктура (а, б) и наннотруктура (в–е) пластинчатого минерала глауконитового ряда.

а, б – фото пластинчатого минерала в прозрачных шлифах, на фото 3а стрелкой отмечено зерно глобулярного глауконита, “запечатанного” внутри пластинчатого минерала;

в–е – фото пластинчатого минерала в сканирующем микроскопе, на фото 3е показано облекание чешуйками глауконита раковинки фораминиферы.

фоне светлой вмещающей породы. В тонких (миллиметровых) линзочках они в прозрачных шлифах выглядят как пластинчатые слюдоподобные образования (рис. 3а, 3б), обычно огибающие зерна вмещающей породы, но иногда включающие в себя кристаллики кальцита, зерна кварца и глобулярного глауконита (на рис. 3а зерно глауконита отмечено стрелкой). В более утолщенных канальчиках наблюдается зональность в заполняющей их минеральной массе: по периферии канальчика –

вдоль его стенок также развит преимущественно темно-зеленый слюдоподобный минерал, к центру же его окраска приобретает голубоватый оттенок; слюдоподобные пластинчатые выделения постепенно сменяются менее упорядоченной, макроскопически колломорфной минеральной массой.

Пластинки, как правило, обнаруживают сильный плеохроизм от желтовато-белого до интенсивного темно-зеленого цвета, причем преобладают высокие интерференционные окраски, харак-

терные для слюд. Реже встречаются агрегаты слабо плеохроирующие, с менее яркой интерференционной окраской и волнистым погасанием.

Глобулярный глауконит из вмещающих песчаников представлен в основном изометричными или вытянутыми округлыми темно-зелеными зернами с гладкой, слабо-бугристой поверхностью, реже встречаются глобулы неправильной формы с сильно сглаженными краями. В прозрачных шлифах для них характерна однородная интенсивно-зеленая окраска, практически не изменяющаяся в скрещенных николях и хаотичная микроагрегатная внутренняя структура.

Исследование аутигенных минералов проводилось отдельно для темно-зеленых пластинчатых (обр. 3011/3) и более светлых голубовато-зеленых колломорфных агрегатов (обр. 3011/3с) из биогенных образований, а также для глобулярных глауконитов из вмещающих песчаников (3011/3г). При исследованиях использовался комплекс химических и инструментальных методов: высокоразрешающая сканирующая электронная микроскопия, дифракционный рентгеновский и электроннографический методы, количественные микронзондовые и силикатные химические анализы. С целью получения мономинеральных препаратов производился ручной отбор пластинчатых агрегатов; в сканирующем электронном микроскопе исследовалась их наннотекстура; те же образцы использовались для микронзондовых исследований.

Поскольку примесь глобулярного глауконита в песчаниках составляет не более 10%, производилось обогащение фракции песчаника 0.1–0.2 мм на электромагнитных сепараторах примерно до 75–90%. В наиболее характерных глобулях изучалась наннотекстура. С помощью рентгеновской дифрактометрии проводился анализ минералов в ориентированных препаратах фракции <0.001 мм, полученной при отмучивании обогащенного глауконитовыми глобулями материала. Изучение химического состава велось рентгеноспектральным методом в статистически случайных глобулях в полированном образце песчаника.

Особенности наннотекстуры. В сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) поперечные срезы *пластинчатого минерала* обнаруживают листовато- и чешуйчато-параллельное строение (см. рис. 3в–3е). Толщина листочков и чешуек близка и составляет десятые доли мкм. Чешуйчато-параллельная структура образована относительно короткими (2–5 мкм) и слабоизогнутыми чешуйками, которые налегая краями друг на друга, придают структуре черепицеобразный облик (см. рис. 3в). Листовато-параллельная структура образована более крупными пластинками, которые практически непрерывно протягиваются в образце в пределах зоны наблюдения и измеряются десятками мкм; края их, как правило, субпа-

раллельны, сравнительно прямые, при наложении листочки довольно плотно прилегают друг к другу (см. рис. 3г, 3д).

Колломорфная минеральная масса, ассоциирующая с пластинчатыми агрегатами в ходах ихнофауны, при наблюдениях в СЭМ характеризуется большим структурным разнообразием: встречаются как субпараллельные, так и неориентированные типы наннотекстуры. Субпараллельный тип структуры образован утолщенными канатообразными агрегатами (рис. 4а, 4б). Неориентированные структуры представлены ячеистым или сотовидным типом и образованы хаотичным срастанием тончайших (менее 1 мкм) изометричных изогнутых чешуек (см. рис. 4в, 4г).

У *глобулярных глауконитов* в СЭМ в большинстве случаев обнаруживается гладкая, лишенная микрорельефа и трещин поверхность. В сколах глобуль видна структура, образованная хаотичным срастанием розетковидных, пучковидных и веерообразных агрегатов (см. рис. 4д, 4е). Размеры чешуек, слагающих агрегаты, обычно 1–2 мкм. Подобная структура является типичной для глобулярных глауконитов и неоднократно описана в многочисленных публикациях [Николаева, 1977; Николаева и др., 1981; Лисицына, Бутузова, 1981; Гептнер, Ивановская, 1998; Odin et al., 1988 и др.].

Типы наннотекстур, приведенные для пластинчатого минерала, являются практически неизвестными для аутигенных диоктаэдрических железистых слюдистых минералов. По мнению Ж. Одина и П. Фуллагара [Odin, Fullagar, 1988], удлиненно-пластинчатый облик микрокристаллитов (длиной до 20 мкм и толщиной 0.2–0.3 мкм) является типичным для селадонитов, однако в приводимых авторами электронно-микроскопических изображениях селадонитов не встречается примеров наннотекстур с параллельно-ориентированным строением микрокристаллитов.

Внутренние структуры колломорфных образований, по-видимому, являются переходными от имеющих отчетливый кристаллический облик листовато- и чешуйчато-параллельных разностей к менее упорядоченным и в ряде случаев близким к типичным “глауконитовым” структурам, характерным для глобулярных образований.

Результаты рентгено-дифрактометрических исследований. Пластинчатый минерал по характеру дифракционной картины в природном состоянии близок слюдам с повышенным содержанием железа (рис. 5, обр. 3011/3,а). Наблюдающееся небольшое смещение первого базального рефлекса в область малых углов ($d_{001} = 10.50–10.70 \text{ \AA}$) и связанное с этим небольшое нарушение целочисленности серии базальных отражений указывает на присутствие в структуре минерала разбухающих межслоев. Важно отметить, что после насыщения образца этиленгликолем происходит “рас-

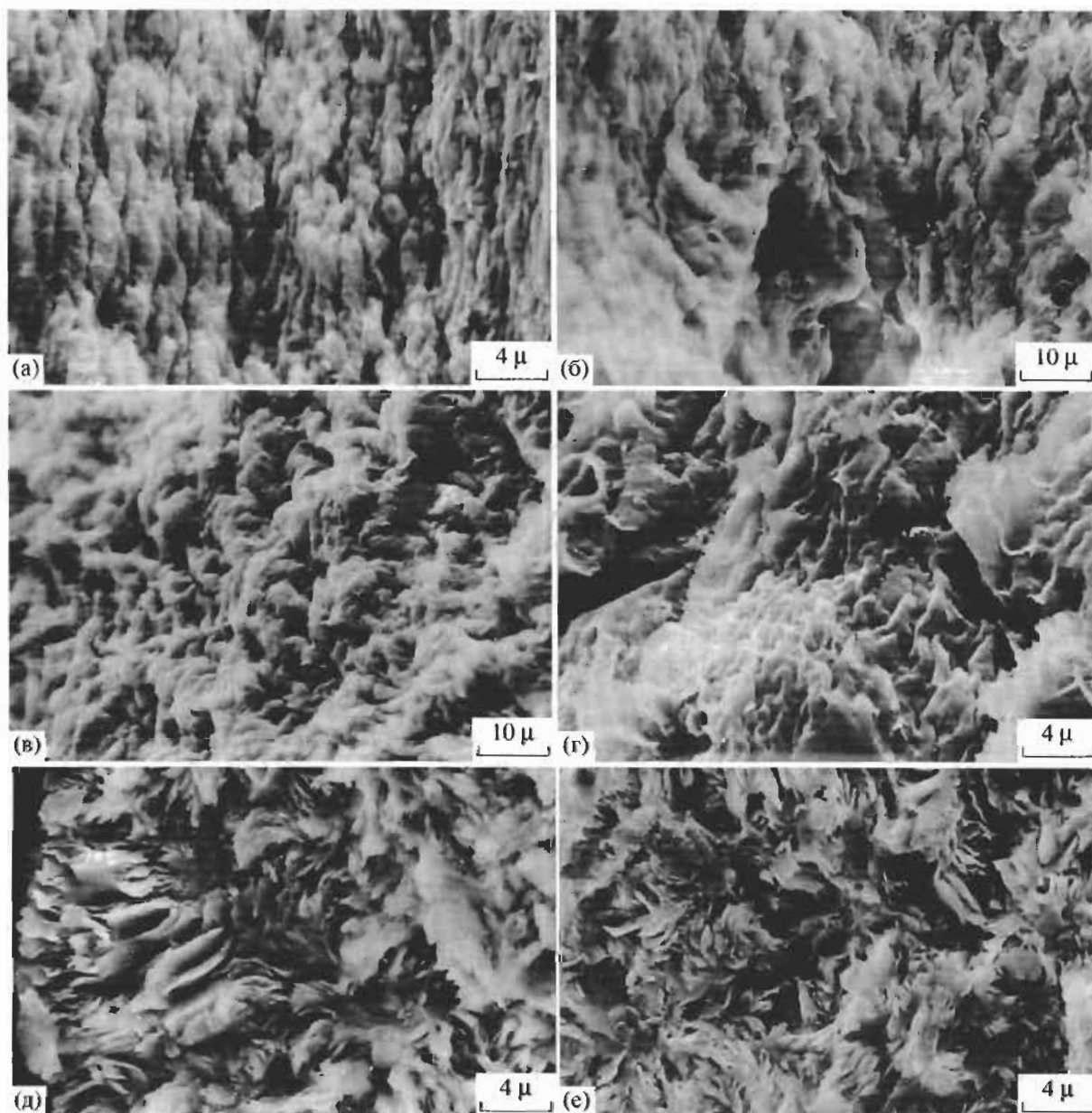


Рис. 4. Наннструктура коллоидного минерала глауконитового ряда (а-г) и глобулярного глауконита из вмещающих песчаников (д-е).

щепление” первого базального рефлекса на два сильно сближенных пика: более интенсивного с $d_{001} = 9.80-9.93 \text{ \AA}$ и менее интенсивного с $d_{001} = 10.80-11.00 \text{ \AA}$ (см. рис. 5, обр. 3011/3,б), из чего следует, что слюдястые и смектитовые слои чередуются с фактором ближнего порядка $S \gg 1$ [Дриц и др., 1993]. При сравнении с теоретически рассчитанными для смешанослойных образований слюда-смектит дифракционными картинками [Дриц, Сахаров, 1976] выяснено наиболее близкое соответствие изученного минерала смешанослойной фазе диоктаэдрическая слюда-смектит с содержанием разбухающих слоев не более

10–15% при факторе ближнего порядка $S = 3$, отражающем тенденцию к относительно высокой степени упорядоченности чередования слюдястых и смектитовых слоев при данном их процентном соотношении.

Значения параметров элементарной ячейки пластинчатого минерала, определенные электронографическим методом, равны: $a = 5.24 \text{ \AA}$, $b = 9.072 \text{ \AA}$, $c = 10.11 \text{ \AA}$, при $\beta = 101.2^\circ$ и соответствуют диоктаэдрической высокожелезистой слюде.

Дифракционные картины, полученные от коллоидного минерала (с) (см. рис. 5, обр. 3011/3с, а, б), обнаруживают фазовую неоднородность: в качестве

ве основных компонентов присутствуют две смешанослойные высокожелезистые фазы слюда-сметит с $d_{001} = 11.20 \text{ \AA}$. Об этом свидетельствует "расщепление" первого базального отражения на три сближенных пика: более интенсивного с $d_{001} = 9.8 \text{ \AA}$ и двух менее интенсивных с $d_{001} = 11.5 \text{ \AA}$ и $d_{001} = 12.6 \text{ \AA}$, что связано с присутствием двух смешанослойных минеральных фаз. Они различаются содержанием разбухающих слоев и степенью упорядоченности структуры. Так, первая фаза содержит до 10–15% разбухающих слоев при факторе ближнего порядка $S = 3$ и идентична описанной выше для пластинчатого минерала, а вторая фаза содержит до 25% разбухающих слоев при факторе ближнего порядка $S = 2$ [Дриц, Сахаров, 1976]. В образце присутствует также примесь природных органонасыщенных смектитов, распознающаяся по серии слабых отражений в области малых углов: $d_{001} = 14.70\text{--}18.00 \text{ \AA}$ в исходном препарате и $d_{001} \approx 18.60 \text{ \AA}$ в препарате, насыщенном этиленгликолем.

Дифракционная картина, полученная от ориентированного препарата фракции песчаника, обогащенной темно-зелеными глобулями, соответствует смеси кварца и высокожелезистой слюды с $d_{001} = 10.00 \text{ \AA}$ (см. рис. 5, обр. 3011/3г, а, б). При насыщении препарата этиленгликолем наблюдается весьма незначительное смещение первого базального рефлекса до $d_{001} = 9.98 \text{ \AA}$, что свидетельствует об отсутствии разбухающих слоев в структуре минерала и позволяет рассматривать его как слюду.

Химический состав минералов. В таблице приведены химические характеристики трех морфологических разновидностей слоистых силикатов зеленого цвета, проанализированных в основном с помощью микрозонда (Camebax); пластинчатый минерал, был проанализирован также с помощью полного силикатного анализа. Как видно из таблицы, в каждой из разновидностей содержание суммарного железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) преобладает над количеством Al_2O_3 (соответственно 11.78–20.68% и 5.43–10.18%), а концентрация K_2O колеблется от 5.17 до 8.99%.

По сравнению с пластинчатым минералом для коллоидной минеральной массы (обр. 30011/3с) характерно более низкое содержание основных компонентов и низкие значения их общей суммы (возможно, вследствие повышенного содержания летучих компонентов). В связи с этим обстоятельством корректная интерпретация полученных данных для коллоидной массы затруднительна, тем более что рентгеновские исследования выявили ее фазовую неоднородность.

Химические характеристики, полученные для пластинчатых и глобулярных минералов, подтверждают дифракционные данные о принадлежности железистых диоктаэдрических 2 : 1 слоистых

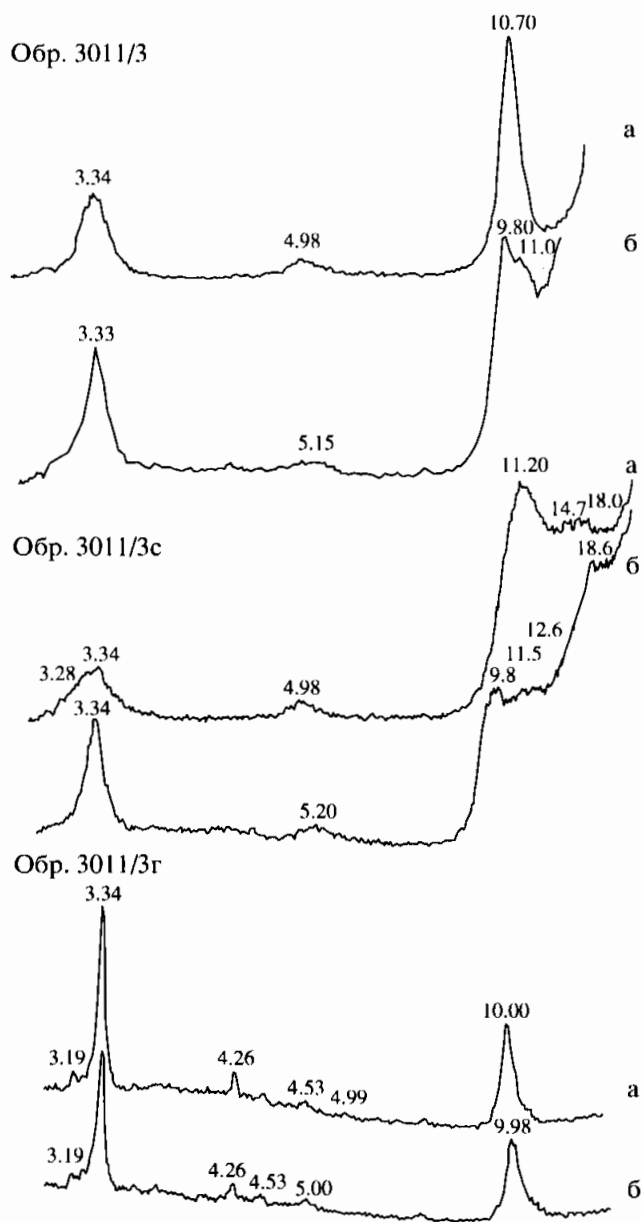


Рис. 5. Дифрактограммы ориентированных препаратов образцов. а – в природном состоянии; б – насыщенные этиленгликолем.

силикатов к минералам глауконитового ряда. Однако пластинчатый глауконит обладает некоторыми особенностями.

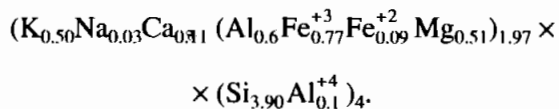
В пластинчатом минерале (обр. 3011/3) содержание кремнекислоты, определенное как методом полного силикатного анализа (53.32%), так и с помощью микрозондовых исследований (53.36–54.55%) является весьма высоким (см. таблицу). При предположении о том, что вся кремнекислота входит в структуру минерала, по данным полного силикатного анализа был сделан расчет усредненной кристаллохимической формулы (предпо-

Химический состав аутигенных минералов из нижнеэоценовых песчаников Южного Дагестана, %

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
Пластинчатая разновидность (обр. 3011/3)												
1*	53.32	8.13	13.98	1.55	4.65	1.56	5.41	0.24	0.08	6.60	3.96	99.29
2	54.35	8.20	14.66		5.15	0.92	6.05	0.13	0.09	не опр.	не опр.	89.20
3	54.55	7.98	15.08		5.13	0.57	6.15	0.05	0.13	»	»	89.62
4	53.97	7.37	15.27		5.16	0.51	6.25	0.11	0.07	»	»	88.71
Колломорфная разновидность (обр. 3011/3с)												
5	51.41	9.30	11.78		4.91	0.58	5.17	0.09	0.08	»	»	83.37
6	49.66	8.91	12.67		4.70	0.71	5.29	0.21	0.06	»	»	82.22
Глобулярная разновидность (обр. 3011/3г)												
7	51.23	10.18	16.72		4.03	0.36	7.31	0.09	0.11	»	»	90.03
8	51.56	9.50	17.76		4.30	0.65	7.59	не обн.	0.15	»	»	91.51
9	52.13	8.16	19.07		4.75	0.64	7.89	0.09	0.08	»	»	92.81
10	51.53	8.43	18.45		4.40	0.51	8.05	0.12	0.12	»	»	91.61
11	51.74	8.18	18.37		4.21	0.44	8.18	не обн.	0.14	»	»	91.26
12	51.25	7.12	20.68		4.26	0.53	8.53	0.04	0.08	»	»	92.49
13	51.63	7.22	20.55		4.52	0.44	8.54	не обн.	0.06	»	»	92.96
14	52.18	5.43	20.00		5.30	0.67	8.99	не обн.	0.09	»	»	92.66

Примечание. *Полный силикатный анализ образца выполнен мокрой химией, определялись также MnO – 0.02%; P₂O₅ – 0.16%; CO₂ – не обн.; C_{орг} – 0.25% (аналитик К.А. Степаиова); остальные определения выполнены с помощью микрозондового анализатора Camebax (аналитик Г.В. Карпова).

лагается также постоянство анионного каркаса (O₁₀(OH)₂)⁻²²):



Как видно из формулы, содержание катионов Si – 3.90 формульных единиц (ф. е.) значительно превышает пределы допустимых значений для типичного глауконита. Это обстоятельство заставляет обсудить возможную принадлежность исследуемого минерала к селадониту, характеризующемуся высокой степенью заселения тетраэдрических позиций кремнием (3.8–4.0 ф. е.) [Дриц, Коссовская, 1991]), тем более что морфологические и структурные особенности минерала являются не совсем обычными для глауконитов, но достаточно типичны для селадонитов [Odin, Fullagar, 1988]. Важно также в связи с этим отметить довольно высокое содержание MgO в исследуемом минерале (см. таблицу).

Несмотря на то, что рентгеновскими и электронно-микроскопическими методами в пластинчатых агрегатах не обнаружен кварц и минеральные фазы аморфного кремнезема, отсутствие количественных химических данных о содержании свободной кремнекислоты затрудняет точную идентификацию состава минерала на основании расчета кристаллохимической формулы. В связи с

этим далее при обсуждении используются процентные содержания минералообразующих окислов.

Соотношение содержаний железа и алюминия в составе минерала является более типичным для глауконитов, чем для селадонитов, последние являются, как правило, более железистыми, а содержания алюминия в них характеризуются весьма низкими значениями (Fe₂O₃ + FeO – 16–28% и Al₂O₃ 0.5–6.0% [Buckley et al., 1978; Odin et al., 1988]).

Заметный дефицит калия (K₂O – 5.41–6.25%) в пластинчатом минерале связан, по-видимому, с присутствием разбухающих межслоев в его структуре, что не противоречит дифракционным характеристикам и является весьма распространенным среди минералов глауконитового ряда, тогда как для селадонитов в целом характерны более высокие содержания калия – 7.69–9.89% K₂O [Buckley et al., 1978] или 7.0–9.5% K₂O [Odin et al., 1988], а образованис смшанослойных фаз является менее типичным.

Значение параметра *b* элементарной ячейки не является, по мнению В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [Дриц, Коссовская, 1986, 1991], однозначным критерием при разделении глауконита и селадонита. Тем не менее большинство исследователей этот критерий все же используют; при этом в качестве диагностической для типичных селадонитов признана область значений параметра *b* ≤ 9.06 Å, в то время как для типичных глаукони-

тов – $b > 9.06 \text{ \AA}$ [Каменева и др., 1981; Дриц и др., 1993]. Параметр b пластинчатого минерала, как отмечалось выше, составляет 9.072 \AA и более соответствует области значений, характерных для глауконита, являясь несколько повышенным, хотя и не запрещенным для селадонита [Липкина и др., 1987; Дриц и др., 1993].

Учитывая приведенные данные, можно, по-видимому, относить исследуемый темно-зеленый пластинчатый минерал к глаукониту. При этом повышенное содержание SiO_2 и MgO до некоторой степени сближает его с селадонитом.

Данные по химическому составу глобулярного глауконита (см. таблицу, обр. 3011/3г) получены с помощью микронзондового анализа, что позволяет сравнить содержания основных компонентов глобулярного и пластинчатого глауконита между собой. Несмотря на некоторую неоднородность химического состава глобуль, касающуюся в основном распределения содержаний железа и алюминия и в меньшей степени содержаний калия, кремния и магния (см. таблицу), сравнение обнаруживает ряд существенных различий в химическом составе пластинчатых и глобулярных разновидностей.

Так, для глобуль по сравнению с пластинчатыми разновидностями характерны более высокие содержания K_2O и суммарного железа, а также более низкие – SiO_2 и MgO . Количества Al_2O_3 в той и другой разновидности в целом близки при небольших отклонениях в ту или иную сторону (см. таблицу).

В целом химический состав темно-зеленых глобулярных минералов, содержащихся в песчаниках, довольно типичен для глауконитов, что согласуется также с данными Г.Г. Бунина [1968а, б] по глобулярным глауконитам из нижнеэоценовых отложений Южного Дагестана.

Пластинчатая разновидность глауконита из ходов ихнофауны в сравнении с глобулярной оказывается существенно менее железистой и одновременно более обогащенной К и Mg и обнаруживает смешанослойность (10–15% разбухающих слоев), что, возможно, и обуславливает более низкие содержания калия в структуре пластинчатого минерала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В палеоцен-эоценовых отложениях Южного Дагестана активно протекли процессы диагенетического минералообразования. В настоящее время в отложениях почти отсутствует органическое вещество (ОВ), однако в свежесформированном осадке оно было в достаточном количестве, захороняясь вместе с многочисленными раковинками карбонатных и кремневых организмов. Однако обстановки накопления песчаников – относительно мелководье, пе-

ремыв осадков вследствие гидродинамически неспокойных условий (на что указывает повсеместно прослеживаемая пологая косая слоистость), процессы биотурбации – способствовали быстрому разрушению ОВ и существованию в осадках относительно слабовосстановительных обстановок. В результате диагенетических процессов и вследствие растворения раковинок фораминифер возник кальцитовый базальный цемент в песчаниках, образовались немногочисленные микростяжения сульфидов (пирита), сформировались мелкие – одинаковые по размерности с терригенным материалом зерна глобулярного глауконита. Поскольку среди глауконитовых глобуль отсутствуют окисленные разности, можно полагать, что глауконит, если и подвергался после своего образования перемиыву (на это может указывать его тяготение к слоям терригенного материала, а не биогенного шлама), то происходило это в ограниченных масштабах и с незначительным перемещением осадочного материала.

Вместе с тем локально, в частности внутри описанных биогенных структур, интенсивность диагенетических процессов заметно усиливалась по сравнению с общим фоном. Продукты жизнедеятельности фауны содержали повышенное количество ОВ. В центральной части биогенных структур скапливалось большое количество продуцируемых десятиногими раками фекалий, богатых $\text{C}_{\text{орг}}$, соединениями фосфора. В результате диагенетических процессов вся эта масса была метасоматически замещена кремнеземом и образовались кремневые линзы, в которых заключена обильная сульфидная минерализация, свидетельствующая о протекавших здесь активных сульфат-редуцирующих процессах. По тому, как слои вмещающих песчаников изгибаются, облекая кремневые линзы, можно судить об их образовании на ранних стадиях диагенеза до последовавшего затем диагенетического уплотнения осадка и образования базального кальцитового цемента.

В песчаниках ходы десятиногих раков после их образования оставались не заполненными вмещающим осадком. Стенки этих трубочек были покрыты органической массой, выделяемой организмами во время их передвижения в осадках (копролитов в ходах нет). Иловые воды песчаников были обогащены многими химическими компонентами, в частности биогенной SiO_2 – продуктом растворения диатомей и радиолярий, катионами, высвобождавшимися при метасоматическом замещении карбонатом полевых шпатов из терригенной составляющей осадка и др.

Присутствие органической массы в ходах обуславливало создание в них специфических условий диагенеза – более восстановительных, чем в окружающей их среде. Диффузионный подток сюда веществ из иловых вод осадков и локальные специфические условия способствовали образованию

здесь пластинчатых и колломорфных слоистых Фесиликатов, в массе которых местами заключена тонкорассеянная примесь пирита. В процессе диагенетического уплотнения ходы ихнофауны были сплюснены и приобрели облик уплощенных лент. Причем диффузионный подток веществ из вмещающего осадка через стенки ходов поставлял "строительный материал" для формирующихся минералов прежде всего в самые приконтактные с осадком зоны развития диагенетических силикатов, в которых наблюдается большее количество калия и других катионов по сравнению с минералом, заполняющим центральные осевые зоны ходов. Соответственно, по периферии ходов возникли слюдистые разности минерала, а в центре, куда катионы поставлялись в меньшем количестве, минерал с заметной долей смешанослойности.

В тех случаях, когда можно наблюдать взаимоотношения глобулярного и пластинчатого минералов, видно, что глобулярный глауконит облекается листочками пластинчатого (см. рис. 3а), т.е. на первый взгляд можно было бы предположить заметную разницу во времени их образования. Вместе с тем и тот, и другой являются продуктами диагенетических процессов. Разница же между ними заключается в том, что формирование глобулярного глауконита могло происходить многоэтапно – после образования в раннем диагенезе – в верхних слоях осадка – он мог вовлекаться в перемыв и выступал уже в качестве "аллотигенного" минерала. Однако перемыв, как уже отмечалось выше, не был существенным, и перемытые осадки отлагались практически на том же месте или с небольшим перемещением материала. В результате этого процесса возникла дифференциация осадка на тонкие слойки, сложенные преимущественно терригенным материалом, к которым тяготеет глобулярный глауконит, и биогенные – с преобладанием органогенного шлама. Пластинчатый глауконит также был сформирован в диагенезе в биогенных структурах внутри осадка после формирования глобулярного и в дальнейшем не подвергался перемыву.

В 1984 г. В.Д. Шутовым были опубликованы данные об одновременном присутствии в горизонте кремнистых песчаников ямненской свиты палеоцена близ г. Сколе (Восточные Карпаты) двух генераций глауконитоподобных минералов, различающихся геологической позицией в разрезе и химическим составом: рассеянного в песчаниках глобулярного глауконита и "сколита", выполняющего стенки ходов илоедов в тех же песчаниках [Шутов, 1984]. К сожалению, морфологические особенности минеральных выделений "сколита" в публикации не приводились и не обсуждались. Для объяснения причин образования этих минералов В.Д. Шутовым была предложена модель, предполагающая существование гидротермаль-

ного источника вещества, общего для глобулярного глауконита и "сколита".

У нас нет необходимости и оснований прибегать для объяснения происхождения аутигенных слоистых силикатов в отложениях Южного Дагестана к помощи иных источников минералообразующих компонентов, кроме как собственно диагенетических, существовавших в накопленном осадке или поступавших из наддонных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В ипсских (нижний эоцен) отложениях Южного Дагестана обнаружены и описаны редко встречающиеся биогенные структуры, возникшие в результате жизнедеятельности ихнофауны. По своеобразному внутреннему строению приуроченных к ним копролитов устанавливается, что эти ихноструктуры были образованы десятиногими раками (Crustacea, Decapoda).

2. В ихноструктурах развита обильная аутигенная минерализация. Скопления копролитов в центральной части структур нацело замещены кремнеземом с многочисленными микровкраплениями пирита. Ходы ихнофауны заполнены минеральными новообразованиями глауконитового ряда, среди которых по морфологическим признакам выделяются пластинчатые (слюдopodobные) и колломорфные разности. Они различаются также по структурным и химическим параметрам: пластинчатые выделения относительно обогащены кремнеземом, калием, магнием, железом по сравнению с колломорфными; последние характеризуются большей степенью смешанослойности. Глобулярный глауконит из вмещающих песчаников по сравнению с разностями из ходов ихнофауны содержит больше железа, калия и меньшее количество SiO_2 . Пластинчатый, колломорфный и глобулярный глаукониты образовались на ранних стадиях диагенеза; различия же между ними обусловлены спецификой геохимических условий, существовавших в осадках и внутри биогенных структур.

Авторы выражают искреннюю благодарность Г.В. Карповой, А.Л. Соколовой и Н.В. Горьковой за выполнение аналитических работ, а также особую признательность Т.И. Ивановской за внимательный и доброжелательный просмотр рукописи и ценные замечания и советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-64593).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бунин Г.Г. К вопросу эволюции химического состава глауконитов Дагестана // *Материалы по геологии и нефтегазоносности Дагестана*. Махачкала: Даг. уч.-пед. изд-во, 1968а. С. 166–171.

- Бушин Г.Г. Исследование структурных и кристаллохимических особенностей глауконитов Дагестана в связи с определением их абсолютного возраста // *Материалы по геологии и нефтегазовости Дагестана*. Махачкала: Даг. уч.-пед. изд-во, 1968б. С. 172–179.
- Вялов О.С. Фавреины (копролиты ракообразных) из турона низовой р. Амударьи // *Палеонтологический сборник*. 1978. Вып. 15. С. 58–67.
- Гептнер А.Р., Ивиновская Т.А. О биохомогенном генезисе минералов глауконит-нонронитового ряда в современных осадках Тихого океана // *Литология и полез. ископаемые*. 1998. № 6. С. 563–580.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты) // *Литология и полез. ископаемые*. 1986. № 5. С. 19–33.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // *Тр. ГИН РАН*. 1991. Вып. 465. 177 с.
- Дриц В.А., Каменева М.Ю., Сахаров Б.А. и др. Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкодисперсных филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Каменева М.Ю., Базарова С.Б., Пальчик Н.А. Соотношение рентгеновских характеристик с химическим составом минералов группы глауконита // *Минералогия и геохимия глауконита*. Новосибирск: Наука, 1981. С. 41–55. -
- Липкина М.И., Дриц В.А., Ципурский С.И. и др. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1987. № 10. С. 92–108.
- Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. К вопросу о генезисе океанических глауконитов // *Литология и полез. ископаемые*. 1981. № 5. С. 91–97.
- Маслов В.П. Копролиты и следы сверлящих организмов – их значение для литолога // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1960. № 10. С. 81–86.
- Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 267 с.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Николаева И.В., Гусев Г.М., Юсупов Т.С. и др. Проблема неизмененных и измененных минералов группы глауконита // *Минералогия и геохимия глауконита*. Новосибирск: Наука, 1981. С. 55–69.
- Хворова И.В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря Западной части Московской синеклизы // *Тр. ПИН АН СССР*. 1953. Т. XLIII. Кн. 2. 266 с.
- Шутов В.Д. Модель образования глобулярного глауконита и “сколита” на примере месторождения Сколе // *Литология и полез. ископаемые*. 1984. № 1. С. 147–152.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Наука, 1970. 256 с.
- Bromley R.G. Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications (Second Edition). London: Chapman & Hall, 1996. 361 p.
- Bromley R.G., Asgaard U. Notes on Greenland trace fossils // *The Geol. Surv. of Greenland*. 1972. Report № 49. 30 p.
- Brönnimann P. Remarks on the classification of fossil anomuran coprolites // *Pal. Zeitschr.* 1972. V. 46. P. 99–103.
- Brönnimann P., Zaninetti L. Revision of the micro-coprolite Palaxius (?) triasicus (Elliott), 1962, and description of a new Triassic thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolite from France, Austria and Libya // *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 1972. Bd. 21. S. 929–940.
- Brönnimann P., Zaninetti L., Baud A. New thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from the Anisian of the Prealpes medianes rigides of Switzerland and France (Choblais) // *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 1972. Bd. 21. S. 885–904.
- Buckley H.A., Bevan J.A., Brown K.M., Johnson L.R. Glauconite and celadonite: two separate mineral species // *Miner. Mag.* 1978. V. 42. P. 373–402.
- Kennedy W.J., Jakobsen M.E., Johnson R.T. A Favreina-Thalassinoides association from the Great Oolite of Oxfordshire // *Palaeontology*. 1969. V. 12. P. 549–554.
- Odin G.S., Fullagar P.D. Geological significance of the glaucony facies / Ed. Odin G.S. *Green Marine Clays*. Amsterdam: Elsevier, 1988. P. 295–332.
- Odin G.S., Despraires A., Fullagar P.D. et al. The celadonite-bearing facies / Ed. Odin G.S. *Green Marine Clays*. Amsterdam: Elsevier, 1988. P. 332–397.
- Palik P. Remains of crustacean excrement from the Lower Cretaceous of Hungary // *Micropalaeontology*. 1965. V. 11. № 1. P. 98–104.
- Senowbari-Daryan B., Silantiev V.V. New crustacean coprolites from the Upper Paleocene of North Caucasus // *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 1991. V. 37. P. 75–82.