

УДК 551

## ГЛАУКОНИТ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ЛИТОГЕНЕЗА В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЛИТВЫ

© 2004 г. Т. А. Ивановская, А. Р. Гептнер

Геологический институт РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 7  
E-mail: remheptner@mtu-net.ru

Поступила в редакцию 05.11.2003 г.

Показано, что в терригенно-глинистых породах вирбалисской свиты нижнего кембрия Западной Литвы (раусвенский горизонт) глауконитообразование в основном происходило в диагенетических условиях, которым на одних уровнях разреза свиты предшествовала биотурбация, на других – местные кратковременные переемы осадков. Рассмотрены различные формы выделения глауконита, его взаимоотношение с окружающими минералами в диа- и катагенезе. Выявлен двухфазный слоистый (глауконит-иллитовый) состав глобуль, приведены кристаллохимические характеристики каждой из фаз.

Проблема генезиса глауконита в отложениях любого литологического типа и возраста до настоящего времени остается дискуссионной. В частности, например, у исследователей нет единого мнения относительно точного места глауконитообразования в стадийном процессе литогенеза. Отмечают, что формирование глобуль может происходить во время седиментации [Формозова, 1949; Липкина, 1980; Шутов и др., 1983; Hadding, 1932; Odin, 1975; Wilberg, 1980 и др.], в диагенетическую стадию преобразования осадка [Страхов, 1960; Шутов и др., 1975; Логвиненко и др., 1975; Лисицина и др., 1976; Лисицина, Бутузова, 1981; Гептнер, Ивановская, 1998; Burst, 1958; Hower, 1961; Valetton, Abdul-Razzak, 1975; Kohler, Koster, 1976; 1982; Valetton et al., 1982 и др.] или может быть полистадийным – седиментационно-диагенетическим [Горбунова, 1950; 1961; Лазаренко, 1956; Феношина, 1961; Муравьев, 1983; Clauer et al., 1992 и др.]. При рассмотрении этого вопроса имеются в виду аутигенные разности глауконита, образованные *in situ*. В бассейне с повышенной гидродинамической активностью могут возникать переомытые на месте, а в отдельных случаях и переотложенные зерна. Общепринятых критериев различия аутигенных, переомытых и переотложенных (терригенных) зерен пока не выработано. Наиболее детально этот вопрос рассматривается в работах И.В. Николаевой [1977, 1981, 1986], которая во главу угла ставит комплексное изучение минералогических особенностей различных морфологических типов глауконита в однотипных породах единого палеобассейна.

Авторы также комплексно, на основании детальных литолого-минералогических и кристаллохимических исследований глауконитовых зерен и окружающих их компонентов, обсуждают

проблемы генезиса глауконита – как в настоящей статье, так и в более ранних работах [Гептнер и др., 1994; Гептнер, Ивановская, 1998, 2000]. В последних рассматривалась роль биогенного фактора в процессе образования глауконита, а также проблема аутигенности глобуль.

В данной статье авторы продолжают обсуждать генезис глауконита на примере нижнекембрийских отложений Западной Литвы. В частности, рассматривается вопрос наличия или отсутствия переомыва глауконитовых зерен в изученных породах, различных по структурно-текстурным особенностям (характеру слоистости, следам биотурбаций и т.д.) и минеральному составу, а также обсуждаются возможные этапы образования и преобразования глауконита на разных стадиях литогенеза. Одним из авторов (А.Р. Гептнером) высказывается мнение о возможности образования аутигенного глауконита в виде тонкой пленки на поверхности отдельных глауконитовых зерен на стадии глубинного катагенеза.

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глауконитсодержащие породы отбирались из вирбалисской свиты нижнего кембрия Западной Литвы. Вирбалисская свита вместе с нижележащей гегесской (мощности соответственно 32–40 и 0–30 м) объединяются в айсчайскую серию. По заключенным в них акритархам, а также редким трилобитам, фрагментам брахиопод, хиолитам и др., первая свита относится к раусвенскому горизонту, а вторая – к вергальскому [Jankauskas, 2002].

Вирбалисская свита представлена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глини-

тими породами, в различных соотношениях переслаивающихся друг с другом; в восточных разрезах Литвы преобладают песчаные, а в западных – глинисто-алевролитовые разности.

Изученные образцы отбирались Т.А. Ивановской вместе с Т.В. Янкаускасом (ЛИТНИГРИ) в 1989 г. из скважин Велайчай-1 и Аблинга-5, расположенных в 20 км друг от друга и в 30 и 40 км от г. Клайпеды (соответственно). В первой скважине наиболее типичные образцы приурочены к следующим интервалам (м): 1983–1984 (обр. 89), 1989–1991 (обр. 89/1), 1992–1994 (обр. 89/4) и 1995–1996 (обр. 89/5). Во второй скважине обр. 89/6 отобран на глубине ~2261 м.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Мономинеральные фракции зерен выделялись по обычной методике: дробление, рассев, промывка, электромагнитная сепарация и окончательная очистка под бинокуляр. Для двух образцов (обр. 89/4, 89/6) проводилось деление в тяжелых жидкостях по методу страт в интервале плотности от 2.6 до 2.9 г/см<sup>3</sup> (с шагом равным 0.05 г/см<sup>3</sup>).

Изучение глауконитовых зерен проводилось оптически, с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), а также химических и дифракционных (рентген, электронография) методов. Образцы изучались с разной степенью детальности. Полный силикатный микроанализ получен для обр. 89/6 (аналитик К.А. Степанова), химический состав остальных образцов (обр. 89, 89/1, 89/4), в том числе остатков червеобразных животных организмов (червеобразных остатков) (обр. 89/4), определялся с помощью микрозонда “Сameбах” (аналитик Г.В. Карпова). Сравнительный качественный химический анализ зерен проводился на микроанализаторе Link-860 в Палеонтологическом институте авторами совместно с Л.Т. Прогасевич. Рентгеновские характеристики получены для всех образцов (аналитик Е.В. Покровская), электронографические – только для двух из них (обр. 89/4, 89/6) (аналитик С.И. Ципурский).

Параллельно проводилось структурно-текстурное исследование глауконитсодержащих пород, что включало их макро- и микрохарактеристику на основе изучения в шлифовках и шлифах, а также под сканирующим электронным микроскопом, снабженным микроанализатором системы Link-860 (Палеонтологический институт РАН). Глинистые минералы (фракции <1, <2, <3 мкм) и кусочки аргиллитов изучались рентгеновским (обр. 89/1, 89/4, 89/6) и электронографическим (обр. 89/4, 89/6) методами. Кроме того, В.И. Абраменко (Институт геологии и геофизики, Беларусь) выполнен иммерсионный анализ минера-

лов, выделенных из тяжелых (>2.9 г/см<sup>3</sup>) фракций (обр. 89, 89/1, 89/4: 0.1–0.05 мм; обр. 89/6: 0.16–0.1 мм).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Характеристика пород*

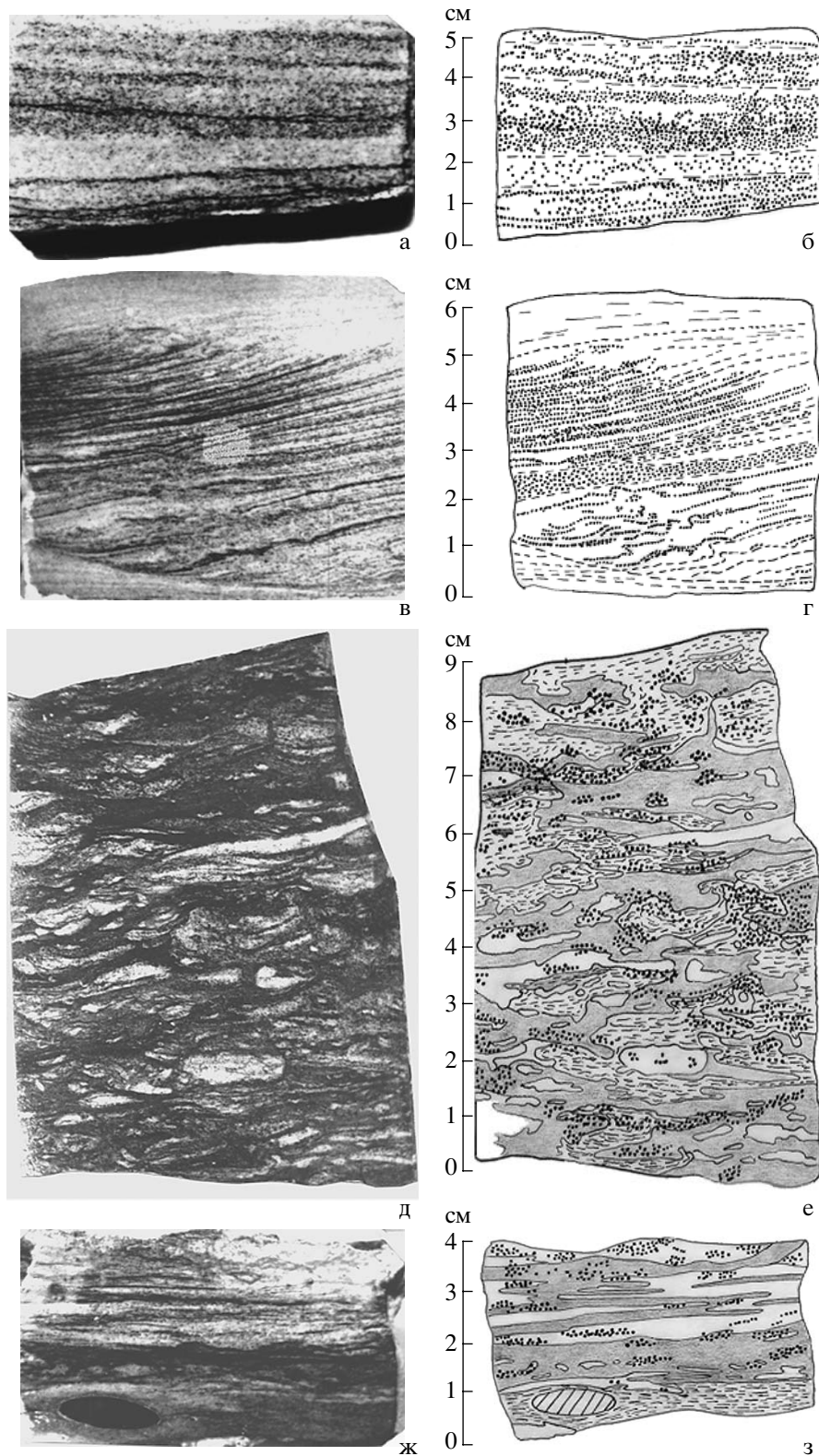
Изученные образцы представлены плотно сцементированными зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, а также более редкими аргиллитами темно-серого цвета. Обр. 89/6 и 89/5 сложены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с незначительной примесью глинистой составляющей (рис. 1а–1г). Обр. 89/1 и 89/4 представлены алевролитами с многочисленными глинистыми слоями, линзочками и участками разнотекстурной формы (см. рис. 1д, 1е). Алевролиты обр. 89 по содержанию глинистого материала занимают промежуточное положение между первой и второй группой образцов (см. рис. 1ж, 1з).

По текстурным особенностям среди слабо глинистых песчано-алевролитовых пород выделяются горизонтально- и косослоистые разности (см. рис. 1а–1г). Мощность слоев колеблется от 1–2 до 10–15 мм. Слоистость подчеркивается разной зернистостью слоев и (или) различиями в минеральном составе (присутствие глауконита, глинистого материала, пиритизированных пленок органического вещества и др.). Отдельные слои (или их группы) могут быть незначительно нарушены смятием и оползанием осадка, а также деятельностью илоедов. Последняя более характерна для горизонтально-слоистых алевролитов, в которых несколько повышена роль глинистой составляющей (см. рис. 1ж, 1з).

В алевролитах с высоким содержанием глинистого материала первичные седиментационные текстуры нарушены активной деятельностью роющих животных (см. рис. 1д, 1е). Подобные биотурбационные текстуры (ихнотекстуры), названные “кракстен”, широко распространены в нижнекембрийских глинисто-алевролитовых породах Балтийской синеклизы [Брангулис и др., 1986; Пиррус, 1989; Jankauskas, 2002 и др.].

Минеральный состав песчано-алевролитовых пород преимущественно кварцевый (75–85%), глауконитовый (10–15%), с незначительной долей полевых шпатов (до 5%), пластинчатых зерен разного цвета (≤3%), а также обломков фосфатных раковин, червеобразных остатков и зерен фосфата песчаного размера.

Роль цемента выполняют глинистые, карбонатные и слюдяные минералы, а также глауконит (поровый, базальный и пленочный типы цемента). При отсутствии глинистой составляющей цементация пород осуществляется за счет конформации и регенерации зерен кварца и полевых шпатов, которые нередко имеют кристаллогра-



**Рис. 1.** Текстурные особенности глауконитсодержащих песчано-алевролитовых пород и глинистых алеролитов. а, б – горизонтально слоистая текстура (а – фото, б – зарисовка); в, г – косослоистая текстура со следами оползания и смятия (в – фото, г – зарисовка); д, е – ихнотекстура типа “кракстен” (д – фото, е – зарисовка); ж, з – контакт ихнотекстуры (верхняя часть) и горизонтально-слоистой породы (ж – фото, з – зарисовка).

фические очертания. Крупнозернистый доломит слагает поровый и базальный типы цемента. Пирит иногда образует поровый цемент; его отдельные кристаллы и их агрегаты – частый компонент глинистых участков пород и мест скопления пленок органического вещества, а также глауконита. Ti-минералы – лейкоксен, реже анатаз также широко развиты в изученных породах.

Глинистые фракции (<1, <2, <3 мкм) и кусочки аргиллитов, выделенные из глауконитсодержащих пород (обр. 89, 89/1, 89/4, 89/6), по дифракционным данным состоят из диоктаэдрических слюд – Fe-иллита (параметр элементарной ячейки  $b = 9.01\text{--}9.03 \text{ \AA}$ ), а также содержат примесь триоктаэдрического  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg-хлорита ( $b = 9.30 \text{ \AA}$ ). В виде следов во фракциях отмечается каолинит.

#### *Особенности глауконитовых выделений (в породе)*

Глауконит образует зерна различной формы – глобулярной, неправильной, реже червеобразной и пластинчатой (рис. 2а–2е).

Неправильная форма в изученных образцах – это прежде всего результат взаимодействия глобуль с окружающими терригенными зёрнами. В одних случаях это привело лишь к образованию выпукло-вогнутого контура глобуль, в других – к “растаскиванию” зерна на отдельные фрагменты, в том числе к формированию поровой цементной массы, а также своеобразных “фестонов”, иногда соединяющихся между собой тонкими перемычками (см. рис. 2а, 2б, 2д). В этих случаях глауконит приобретает слабый плеохроизм, волнистое и(или) прямое погасание, а в фестолах нередко просматривается продольная трещиноватость.

В глинистых слоях зерна глауконита характеризуются как глобулярной, так и несколько уплощенной формой, и расположены они согласно с направлением сланцеватости седиментационного материала. Неправильная, часто причудливая форма зерен глауконита возникает также при частичном замещении их доломитом, кварцем и глинистыми минералами.

Пластинчатые зеленые зерна вместе с зелено-вато-бурыми и бурыми разностями образуют по цвету непрерывный ряд. Иногда разная окраска встречается в едином пластинчатом зерне. По оптическим свойствам пластинки сходны со слюдами, они нередко деформированы и веерообразно расщеплены по краям.

Червеобразная форма характерна для остатков животных организмов зеленого цвета, которым свойственны плеохроизм, прямое погасание и высокие (до оранжево-синих тонов) интерференционные окраски. Их длина колеблется в среднем от 0.16 до 0.4 мм, толщина – от 0.08 до 0.15 мм.

Кроме зерен различной морфологии и цементной массы, глауконит слагает полные и(или) фрагментарные каемки вокруг обломочных зерен кварца (см. рис. 2е). Фестонообразные очертания каемок, направленные во внутреннюю часть зерна, свидетельствуют о его замещении глауконитом. В отдельных случаях каемки запечатаны регенерационным кварцем. Глауконит также выполняет трещинки в зернах кварца и полевых шпатов, выделяется вдоль их контактов и нередко корродирует их. Кроме того, он в разной степени замещает фосфатные зерна и отдельные зоны в обломках фосфатных раковин.

Таким образом, взаимоотношение глауконита и окружающих компонентов может быть как “нейтральным”, без следов коррозии, так и “агрессивным” – в том случае, когда глауконит в разной степени корродирует и/или замещает зерна кварца, полевых шпатов, слюды и др. В свою очередь, по глауконитовым зернам развивается пирит, а также глинистые минералы, кварц и доломит. В результате замещения глауконитовых зерен кварцем контур зерна может частично или полностью сохраняться, но иногда от глауконита остаются одни реликты.

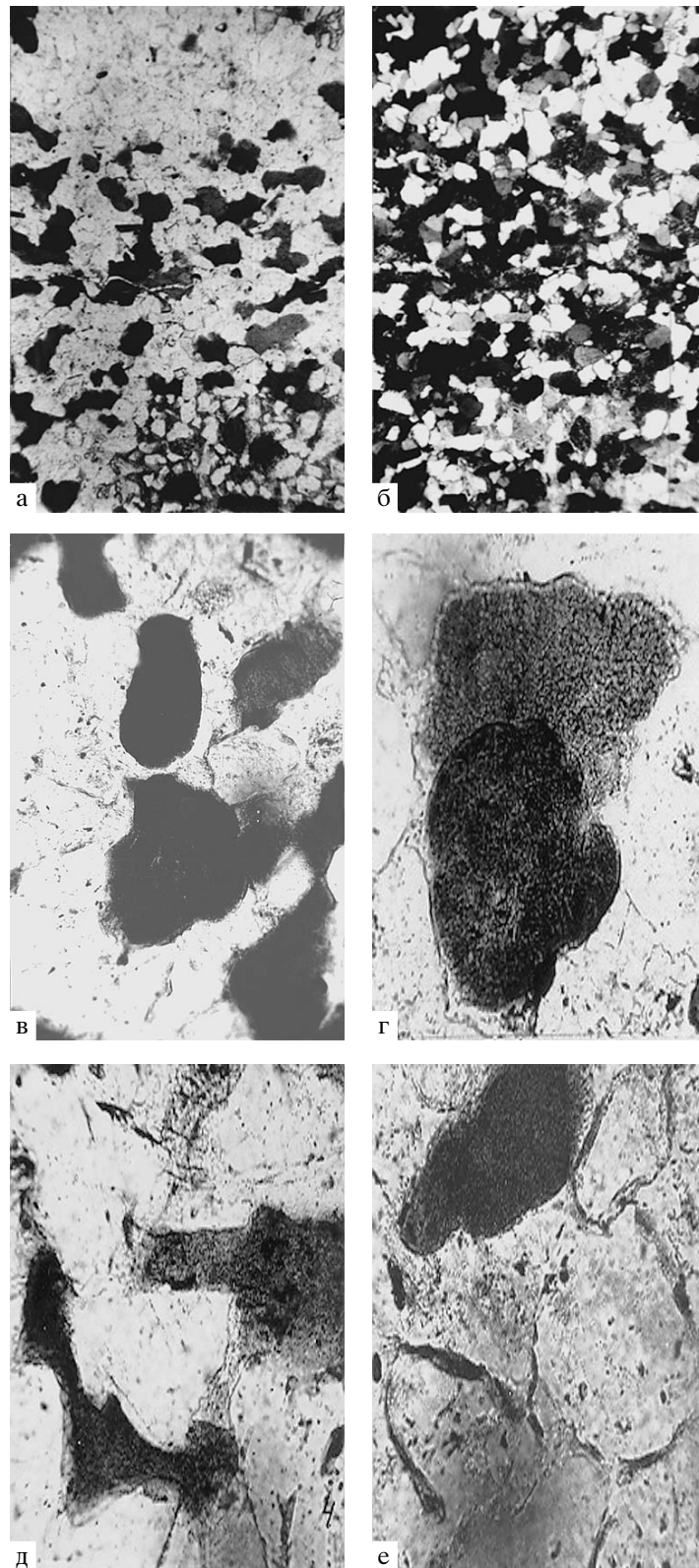
По текстурным особенностям среди глауконитовых зерен выделяются различные по пористости гомогенные и гетерогенные разности. На рис. 2г представлены два разных по плотности зерна; пористое зерно (верхняя часть шлифа) характеризуется нечеткой внешней границей. Подобные нечеткие границы у зерен встречаются довольно часто.

Гомогенные зерна с однородной окраской и практически без включений встречаются реже, чем гетерогенные, содержащие включения других минералов и(или) окрашенные в разные оттенки зеленых тонов зоны, пятна, жилки, отличающиеся от основной массы по структурным особенностям и характеру погасания. Ориентированное погасание в отдельных участках некоторых глауконитовых глобуль может быть результатом их взаимодействия с окружающими зёрнами (кварцем, доломитом).

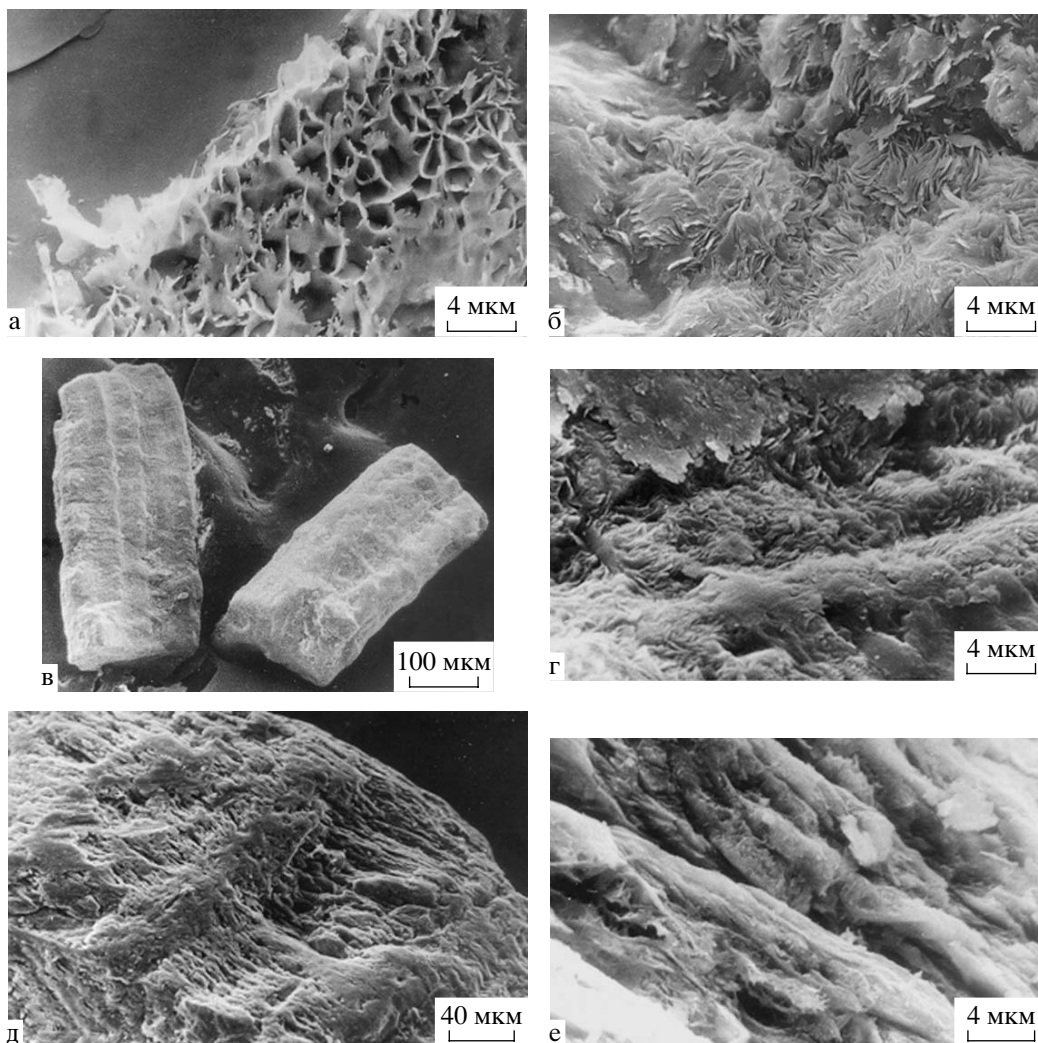
Следует иметь в виду, что деформированные, пиритизированные, доломитизированные зерна глауконита, а также практически гомогенные глобули могут встретиться в отдельном микропрослое в пределах одного шлифа.

#### *Общая характеристика глауконитовых зерен*

Детальному минералогическому исследованию подверглись глауконитовые зерна различной формы (глобулярной, неправильной, червеобразной, пластинчатой), характеризующиеся ровной, выпукло-вогнутой и ребристой поверхностью; по-



**Рис. 2.** Взаимоотношение глауконита и окружающих компонентов в глауконит-кварцевом алевропесчанике. а – прослой, обогащенный глауконитовыми зернами (темное). Шлиф, увел. 150, николи +; б – то же, николи //; в – глауконитовые зерна различной формы; г – зерна различной пористости; д – цементная глауконитовая масса; е – глауконитовые каемки на обломочных зернах кварца; в-е – увел. 300.



**Рис. 3.** Микроструктура глобулярного глауконита и глауконитизированных червеобразных остатков (СЭМ). а, б – глобулярный глауконит: а – ячеистая (сотовая) микроструктура, б – спутанно-чешуйчатая микроструктура; в–е – минерализованные биогенные остатки: в – общий вид поверхности с хорошо выраженными продольными и поперечными ребрами, г – спутанно-чешуйчатая микроструктура между поперечными ребрами, д – микроструктура тончайших пластин между поперечными ребрами на поверхности биогенных остатков, е – внутренняя часть биогенных остатков, микроструктура субпараллельно-ориентированных пакетов.

следняя характерна для червеобразных остатков (рис. 3в).

Размер зерен лежит в пределах 0.4–0.1 мм. В обр. 89/5 и обр. 89 развиты преимущественно мелкие зерна (0.16–0.1 мм), в обр. 89/1 и 89/4 соотношение мелких и относительно крупных разностей (0.315–0.16 мм) почти равное, а в обр. 89/6 преобладают последние.

Цвет зерен зеленый (обр. 89/4) и голубовато-зеленый (обр. 89, 89/1, 89/5, 89/6) разной интенсивности; с увеличением плотности цвет изменяется незначительно. Наиболее темные окраски присущи червеобразным остаткам, встреченным в наиболее тяжелых плотностных фракциях ( $\geq 2.75$  г/см<sup>3</sup>).

Плотностные свойства зерен изучались в обр. 89/6 и 89/4. Они оказались в целом близки: в каждом из образцов преобладают разности плотностью 2.65–2.75 г/см<sup>3</sup> при подчиненном количестве легких (2.65–2.75 г/см<sup>3</sup>) и тяжелых (2.75–2.85 г/см<sup>3</sup>) зерен.

#### *Дифракционные особенности образцов*

Рентгеновское изучение ориентированных препаратов зерен в изученных образцах показало, что они представлены слюдистыми (обр. 89/4, 89/6) и гидрослюдистыми (обр. 89, 89/1) минералами (5–10 и 15–20% разбухающих слоев соответственно). Для гидрослюд отмечается упорядоченное чередование слюдистых и смектитовых слоев

**Таблица 1.** Рентгеновские характеристики изученных образцов

Номер образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см <sup>3</sup>	$d(001)$ , Å		Разбухающие слои, %	$d(060)$ , Å		Параметр $b$ , Å	
			природный	насыщенный		иллит	глауконит	иллит	глауконит
89/6	0.315–0.16	2.65–2.75	10.33	9.94	5–10	1.499	1.511	8.99	9.066
89/4	0.315–0.16	2.65–2.75	10.35	9.94	5–10	1.500	1.511	9.00	9.066
89	0.16–0.1	–	10.52	11.6; 9.83	15–20	1.498	1.509	8.99	9.054
89/1	0.315–0.2	–	10.57	11.0; 9.89	15–20	1.498	1.509	8.99	9.054

**Таблица 2.** Электронографические данные изученных образцов

Номер образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см <sup>3</sup>	Параметры элементарных ячеек				
			Иллит	Глауконит			
			$b$ , Å	$a$ , Å	$b$ , Å	$c$ , Å	$\beta$ , градус
89/6	0.315–0.16	2.65–2.75	9.00	5.24	9.07	10.16	101.4
89/4	0.315–0.16	2.65–2.75	8.99	5.24	9.07	10.18	101.2

(фактор ближнего порядка  $S > 1$ ). Об этом свидетельствует присутствие на дифрактограммах ориентированных препаратов, насыщенных этиленгликолем, двух рефлексов с  $d$  равными 11.6–11.0 Å и 9.83–9.89 Å (табл. 1).

Характерной особенностью дифрактограмм, полученных от неориентированных препаратов зерен, является присутствие во всех образцах двух слюдяных рефлексов в области 060: сильного с  $d = 1.509–1.511$  Å и более слабого с  $d = 1.498–1.500$  Å (см. табл. 1). Это свидетельствует о том, что слоистые силикаты в изученных зернах представлены двумя слюдяными фазами. Среди них преобладает Fe-фаза – глауконит ( $b = 9.054–9.066$  Å), в подчиненном количестве в глобулях фиксируется Al-фаза – иллит ( $b = 8.99–9.00$  Å). Порошкограммы образцов типичны для диоктаэдрических слюд глауконитового ряда и содержат дефекты упаковки за счет разворота слоев на углы  $n$  60° (политип 1Md) [Дриц и др., 1993]. Содержание дефектов в структуре слюд (параметр  $P_{ii}$ ) равно 0.6–0.65.

Электронографические данные позволили определить параметры элементарных ячеек глауконита и параметр  $b$  иллита (табл. 2), а также их соотношение в глобулях (70 и 30% соответственно).

#### Химический состав зерен

Полный силикатный микроанализ проведен для обр. 89/6 (0.315–0.16 мм, 2.65–2.75 г/см<sup>3</sup>), для которого получены следующие содержания окислов (%): SiO<sub>2</sub> – 48.84; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13.75; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 16.77; FeO – 2.22; MgO – 1.94; CaO – 0.37; Na<sub>2</sub>O – 0.26; K<sub>2</sub>O – 7.23; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> – 7.21; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> – 1.79; сумма – 100.38.

Пересчет химических данных на кристаллохимические формулы для Fe- и Al-фаз проводился Б.Б. Звягиной с использованием регрессивного уравнения, связывающего параметр  $b$  диоктаэдрических слюд с катионным составом [Смоляр, Дриц, 1988], и соотношения фаз по электронографическим данным (табл. 3). Как видно из этой таблицы, Fe-фаза по составу соответствует глаукониту, а Al-фаза – иллиту.

В образцах с помощью микронзонда изучались отдельные глобули (обр. 89/6 и 89/4: 0.315–0.16 мм, 2.65–2.75 г/см<sup>3</sup>; обр. 89/1: 0.315–0.2 мм; обр. 89: 0.16–0.1 мм) и червеобразные остатки (обр. 89/4: 0.4–0.1 мм, 2.75–2.8 г/см<sup>3</sup>). Данные микронзондовых анализов (табл. 4) показали, что по усредненному содержанию основных окислов глобули в изученных образцах в целом близки: SiO<sub>2</sub> = 49.41–51.20; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14.66–15.22; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14.08–14.60; MgO = 2.05–2.33; K<sub>2</sub>O = 7.61–8.36 %. Что касается червеобразных остатков (обр. 89/4), то по сравнению с глобулями глауконит в них содержит намного больше железа и чуть больше K<sub>2</sub>O (см. табл. 4, анализы 3, 4 и 5, 6, соответственно).

Качественный химический анализ (микроанализатор Link-860) зеленых пластинчатых зерен и глобулей (обр. 89/6) показал близкое соотношение в них основных окислов SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O. Это может свидетельствовать о глауконитовом составе зеленых пластинчатых разностей.

В заключение отметим, что усредненные данные микронзондовых исследований обр. 89/6 (см. табл. 4, ан. 1, 2) по сравнению с результатами полного силикатного анализа этого образца дают заниженное содержание суммарного Fe (~5%) и несколько завышенные – K<sub>2</sub>O (~1%).

**Таблица 3.** Общая кристаллохимическая формула двухфазных глобуль, составы и соотношения индивидуальных фаз (обр. 89/6)

Катионы, %	межслоевые			октаэдрические				тетраэдрические		$b_{\text{экс.}} \text{ \AA}$	$b_{\text{рас.}} \text{ \AA}$
	K	Na	Ca	Fe <sup>3+</sup>	Al	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Si	Al		
Общий состав, 100	0.67	0.04	0.03	0.92	0.74	0.14	0.21	3.56	0.44	–	–
Fe-фаза, 70	0.67	0.04	0.03	1.22	0.36	0.20	0.23	3.63	0.37	9.07	9.08
Al-фаза, 30	0.67	0.04	0.03	0.20	1.63	–	0.17	3.40	0.6	8.99	8.99

Примечание. Формулы рассчитаны на анионный состав  $O_{10}(\text{OH})_2$ ; экс. – экспериментальный, рас. – расчетный.

**Таблица 4.** Химический состав минералов глауконитового ряда в глобулях (вес. %)

Компонент	1	2	Среднее значение	3	4	Среднее значение	5	6
SiO <sub>2</sub>	49.87	48.96	49.41	50.96	50.86	50.92	51.20	52.46
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.81	14.63	15.22	14.98	14.39	14.68	11.26	10.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.39	14.78	14.08	14.11	15.08	14.60	18.66	19.76
MgO	1.99	2.11	2.05	2.31	2.29	2.30	2.34	2.47
CaO	0.34	0.47	0.41	0.24	0.26	0.25	0.17	0.20
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.11
K <sub>2</sub> O	8.37	8.35	8.36	7.65	7.56	7.61	8.82	8.40
Сумма	89.82	89.33	89.57	90.31	90.50	90.41	92.00	94.20
Компонент	Среднее значение	7	8	9	Среднее значение	10	11	Среднее значение
SiO <sub>2</sub>	51.83	51.30	49.23	50.50	50.34	50.84	51.56	51.20
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.03	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.99	16.20	13.80	14.45	14.81	14.95	14.37	14.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.21	13.61	14.44	14.73	14.26	13.74	14.94	14.34
MgO	2.41	2.58	2.07	2.35	2.33	2.33	2.33	2.33
CaO	0.19	0.26	0.29	0.28	0.27	0.25	0.25	0.25
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.01	0.05	0.08	0.05	0.06	0.02	0.04
K <sub>2</sub> O	8.61	7.69	8.20	8.05	7.98	7.98	8.11	8.05
Сумма	93.36	91.69	88.14	90.49	90.09	90.21	91.61	90.91

Примечание: 1–11 – номера анализов: 1–2 – обр. 89/6 (0.315–0.16 мм, 2.65–2.75 г/см<sup>3</sup>); 3, 4 – обр. 89/4 (0.315–0.16 мм, 2.65–2.75 г/см<sup>3</sup>); 5, 6 – обр. 89/4 – червеобразные остатки (0.315–0.16 мм, 2.75–2.8 г/см<sup>3</sup>); 7–9 – обр. 89 (0.16–0.1 мм); 10, 11 – обр. 89/1 (0.315–0.2 мм). Принимается, что в структуре глауконита Fe присутствует в трехвалентной форме.

#### Микроструктура глауконитовых зерен

Под сканирующим электронным микроскопом изучались следующие объекты: 1 – фрагменты глауконитсодержащих пород (обр. 89/6, 89/4, 89); 2 – отдельные глобулы глауконита (обр. 89/6: 0.315–0.16 мм; 2.65–2.75 г/см<sup>3</sup>); 3 – червеобразные остатки и пластинчатые зерна зеленого цвета (обр. 89/6: 0.4–0.16 мм; 2.75–2.85 г/см<sup>3</sup>).

Микроструктура внутренней части глобуль и червеобразных остатков характеризуется двумя основными типами, известными как по литературным источникам, так и по собственным дан-

ным авторов [Лисицина, Бутузова, 1981; Гептнер и др., 1994; Гептнер, Ивановская, 1998, 2000; Odin, 1975; Odin, Matter, 1981 и др.].

К первому типу относится ячеистая (сотовая) микроструктура, в которой отдельные чешуйки, соединяясь, образуют ячейки (соты) размером от 0.8 до 4 мкм (см. рис. 3а). Второй тип – это спутанно-чешуйчатая микроструктура, наиболее характерная для глауконита (см. рис. 3б). Она представляет собой агрегаты по-разному ориентированных (беспорядочно, веерообразно, реже субпараллельно и т.д.) чешуек. Края их могут быть равны-



ми и/или расщепленными, а сами чешуйки – плавно изогнутыми. Оба типа внутренней микроструктуры встречаются вместе в пределах одной глобулы.

Пластинчатые зерна глауконита сложены параллельными и/или субпараллельными пластинами, тесно сгруппированными и/или разобщенными. Между пластинами нередко отмечается спутанно-чешуйчатая микроструктура.

Глауконитизированные червеобразные остатки по микроструктурным особенностям могут быть сравнимы как с глобулярным глауконитом, когда в их строении обнаруживаются оба типа микроструктуры, так и с пластинчатыми зернами глауконита. Однако существуют отличия, присущие только червеобразным остаткам. В строении минерализованных червеобразных остатков уже при небольшом увеличении видны продольные и поперечные ребра (см. рис. 3в). Это хорошо видно при изучении микроструктурных особенностей замещающего их глауконита. На фоне субпараллельного расположения тончайших пластин, которые могут быть удлиненными или короткими, прямыми или изогнутыми, наблюдаются крупные поперечные ребра, четко проявляющиеся на поверхности биогенных остатков (см. рис. 3г, 3д). Внутренняя часть биогенных остатков сложена субпараллельно ориентированными пакетами, между которыми располагается плохо окристаллизованная масса глауконитовых индивидуумов (см. рис. 3е).

На поверхности глобуль и червеобразных остатков нередко располагается облегающая оболочка, состоящая из чешуек, края которых ровные или расщеплены. Чешуйки плотно прилегают друг к другу, образуя в отдельных случаях сплошную пленку (оболочку) (рис. 4а, 4б). На некоторых участках поверхности зерен эта оболочка имеет вид бесструктурной гомогенной массы, в строении которой не всегда удается установить присутствие отдельных чешуек (см. рис. 4в).

Характер взаимоотношения глауконитовых глобуль с терригенными компонентами свидетельствует о том, что часть зерен кварца имеет определенные признаки разрушения (растворения) непосредственно на контакте с глауконитом. Особенно отчетливо это явление наблюдалось там, где глауконитовые глобулы с поверхности имели углубления от вдавленных в них терригенных зерен. На контакте с глауконитом кварцевые зерна имеют неровный, часто зазубренный край. Чешуйки глауконита по трещинкам проникают внутрь кварца, частично замещая его (см. рис. 4г).

Следует обратить внимание на тот факт, что на контакте глауконита и растворенного кварца может быть развита как микроструктура, характерная для внутренней части глобулы, так и оболочка, облегающая ее поверхность. Эта оболочка, повторяя

все мельчайшие неровности поверхности глауконитового зерна, согласно вписывается также в неровности растворенного зерна кварца (см. рис. 4д, 4е). На поверхности некоторых зерен глауконита с хорошо выраженной облегающей оболочкой видны многочисленные отверстия с кристаллографическими очертаниями, представляющими собой следы от растворенных терригенных компонентов, что подтверждается наличием внутри оболочки редких терригенных зерен (см. рис. 4в).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализируя полученные данные, рассмотрим возможные этапы образования и преобразования глауконитовых зерен и вмещающих их пород на разных стадиях литогенеза.

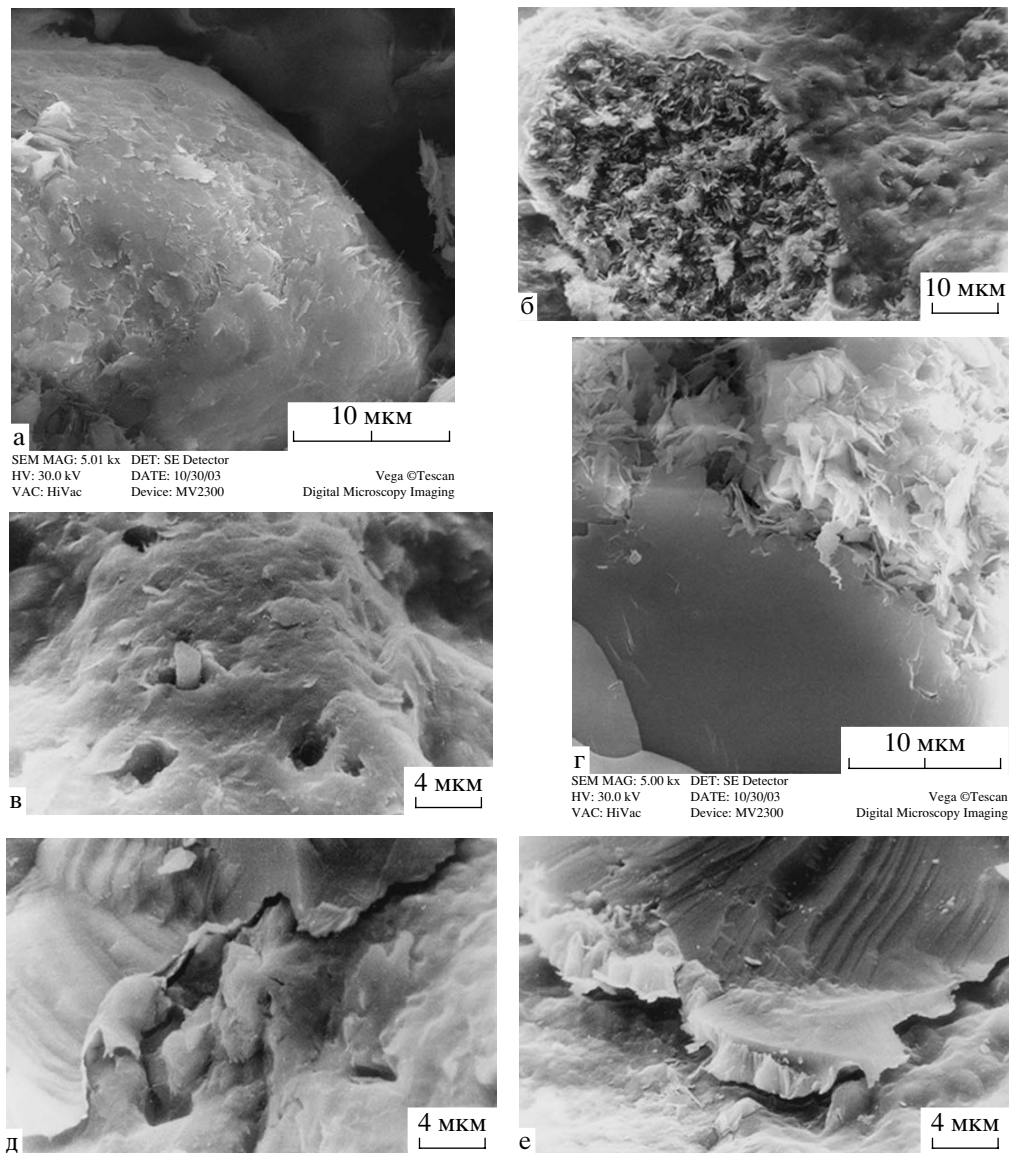
### *Седиментационно-диагенетическая стадия*

Как известно, образование глауконита может быть длительным и нередко сопровождается взмучиванием, перемешиванием и местными перемыывами осадка. Подобные процессы нашли отражение в четко выраженных седиментационных и постседиментационных текстурах глауконитсодержащих пород вирбалисской свиты нижнего кембрия.

**Седиментационные текстуры** в глауконитсодержащих слабо глинистых кварцевых песчаниках и алевролитах представлены горизонтально- и косослоистыми разновидностями, в которых отдельные слои могут быть незначительно нарушены следами смятия и оползания осадка, а также деятельностью илоедов (см. рис. 1а–1г). Глауконитовые зерна в них обычно подчеркивают слоистость, но могут распределяться и хаотично.

В породах с горизонтальной слоистостью (обр. 89/6), характеризующей в целом спокойный режим осадконакопления, образование зерен глауконита *in situ* в диагенетических условиях не вызывает сомнений. Здесь развиты относительно крупные зерна с узким плотностным спектром. Среди них встречаются глобулярные разновидности (см. рис. 2а–2е), а неправильная форма, как будет показано ниже, для всех образцов является прежде всего результатом постседиментационных преобразований пород.

Что касается пород, для которых характерна косая слоистость (обр. 89/5), то она, как известно, указывает на мобильную среду осадкообразования и, следовательно, на возможные перемыывы глауконитсодержащих осадков. Глауконит в этих породах отличается в основном мелкими размерами, относительно крупные разности глобулярной формы встречены в подчиненном количестве. Учитывая, что косослоистые породы представлены в основном алевролитами, размер глауконитовых зерен в целом крупнее окружающих терригенных компонентов.



**Рис. 4.** Микроструктура облекающей оболочки и характер взаимоотношения глауконитовых глобул с терригенным кварцем (СЭМ).

а, б – оболочка, состоящая из хорошо выраженных чешуек, при небольшом увеличении (б) видны многочисленные отверстия с кристаллографическими очертаниями – следы от растворенных терригенных компонентов; в – облекающая оболочка гомогенной микроструктуры с сохранившимся терригенным обломком в одном из отверстий; г – неровный контакт кварцевого зерна с глауконитом, чешуйки глауконита по трещинкам проникают внутрь кварца и частично замещают его; д, е – оболочка на поверхности глауконитового зерна (согласно вписывается в неровности растворенного зерна кварца).

Присутствие как псевдоморфоз глауконита по биотиту и червеобразным остаткам, так и глауконитовых зерен, сходных по ряду особенностей (цвету, форме, соотношению размерных фракций и др.) с таковыми, образованными *in situ* в вышележащих горизонтах (это будет показано ниже), позволяет полагать, что перемыывы были кратковременными и в дальнейшем, в диагенетическую стадию преобразования осадка глауконитообразование несомненно продолжалось.

**Постседиментационные текстуры** связаны с нарушением первичной слоистости осадка (горизонтальной, линзовидной, косой и др.) в процессе его переработки илоедами, а также в результате взмучивания и оползания. Как отмечалось, биотурбационные текстуры широко развиты в нижнекембрийских отложениях Балтийской синеклизы. Они повсеместно присутствуют и в разрезах нижнего кембрия Литвы, в том числе в изученном разрезе вирбалисской свиты скв. Велайчай-1, где они приурочены к песчано-алевро-

литовым породам со значительным содержанием глинистого компонента [Janikauskas, 2002]. Такие породы первоначально, видимо, состояли из чередования песчано-алевритовых и глинистых слоев различной мощности. При перемешивании, взмучивании и оползании эти слои частично нарушались и перераспределялись самым причудливым образом, что хорошо видно на рис. 1д, 1е. На них также видно, что скопления глауконитовых зерен, как правило, секут текстурный рисунок и, следовательно, их формирование происходило после завершения биотурбационных процессов, т.е. на стадии диагенеза.

Напомним, что биотурбационные текстуры характерны для обр. 89/1 и 89/4. По морфологическим, размерным и плотностным характеристикам зерна обр. 89/4 близки к таковым для аутигенного глауконита обр. 89/6.

Биотурбационная переработка осадков может быть незначительной, как, например, в глинистом алевролите обр. 89 (см. рис. 1ж, 1з). В нем на протяжении нескольких сантиметров по разрезу синседиментационные (горизонтально-слоистые) текстуры лишь в отдельных участках нарушены илоедами, а также оползанием и смятием отдельных слоев. Глауконитовые зерна здесь как подчеркивают горизонтальную слоистость, так и секут биотурбационные текстуры, что указывает на их диагенетическое происхождение. Им, так же как и зернам в обр. 89/1, присущи глобулярная и неправильная форма, а также преимущественно мелкие размеры при резко подчиненном количестве крупных разностей.

Интересно отметить, что в современных биотурбированных осадках Тихого океана неправильная, часто обломочная форма зерен явилась прежде всего результатом многократного перемешивания осадка роющими организмами [Гептнер, Ивановская, 1998]. В изученных породах вирбалисской свиты подобной картины не наблюдается.

Зеленые пластинчатые зерна, присутствующие в небольшом количестве во всех образцах, по составу сходны с глобулярным глауконитом и являются псевдоморфозами по бурой слюде (биотиту). Процесс перехода биотита в глауконит на диагенетической стадии преобразования осадка хорошо освещен в литературе [Копелиович, 1965; Муравьев, 1962; Ивановская и др., 1993, 2003; Gailher, 1935; Triplehorn, 1966 и др.] и в последние годы описан на современном уровне исследований. В частности, в одной из последних работ [Ивановская и др., 2003] впервые рассмотрена динамика структурной перестройки триоктаэдрического биотита в диоктаэдрический глауконит. Показано, что глауконитизация биотита происходила в диагенезе по твердофазовому механизму с использованием слюдистой матрицы. Этот процесс в отдельных участках пластинчатого зерна со-

провождался синтезом обычного микроагрегатного глауконита, на что указывает сложное сочетание пластинчатой и спутанно-чешуйчатой (в шлифах – микроагрегатной) микроструктуры в едином пластинчатом зерне. Подобная картина наблюдалась авторами и при изучении отдельных зеленых пластинок под сканирующим электронным микроскопом.

В диагенезе также происходит глауконитизация червеобразных остатков (вплоть до полных псевдоморфоз) и отдельных участков раковин брахиопод. Интересно отметить, что состав глауконита в червеобразных остатках оказался существенно более железистым, чем в глобулях (см. табл. 4). Это еще раз подтверждает тот факт, что органика является очень благоприятной средой для глауконитообразования.

Глауконитовые каемки, образующие пленочный цемент на обломочных кварцевых зернах, в отдельных случаях запечатаны регенерационным кварцем. Это свидетельствует об их образовании до начала регенерации, т.е. на стадии диагенеза. Что касается порового глауконитового цемента, то его происхождение может быть как диагенетическим, так и катагенетическим, на чем мы остановимся ниже.

#### *Глубинно-катагенетическая стадия*

На глубинно-катагенетические изменения терригенно-глинистых пород вирбалисской свиты указывают конформные и инкорпорационные границы между зернами кварца и полевых шпатов, регенерационный кварцевый цемент, иногда полиэдрического облика, а также характерная ассоциация глинистых минералов – диоктаэдрических слюд (Fe-иллита) и триоктаэдрического Fe<sup>2+</sup>-Mg-хлорита.

Повышенные P-T-условия, характерные для зоны глубинного катагенеза, в изученных породах привели к пластической деформации глауконитовых зерен, которая по-разному проявилась как в разных, так и в однотипных породах даже в пределах одного прослоя. Так, в одних участках она привела лишь к образованию выпукло-вогнутой поверхности глобулей, в то время как в других – к образованию своеобразных фестонов и цементной массы, а иногда – к разобщению зерна на отдельные фрагменты (см. рис. 2а–2е). Подобная картина наблюдается прежде всего в слабо глинистых песчано-алевритовых прослоях и участках. В сильно глинистых породах деформация проявлена слабее: в них глобули приобретают лишь слегка уплощенную форму.

Напомним, что деформация глауконитовых глобуль – это процесс, широко развитый в докембрийско-кембрийских терригенных породах, преобразованных на уровне глубинного катагенеза

(Северная и Восточная Сибирь, Южный Урал, Подольское Приднестровье, полуостров Средний) [Ивановская и др., 1985, 1989, 1993, 2003; Ивановская, 1996]. При интенсивном проявлении деформация способствует выносу железа, магния и калия при увеличении доли алюминия, т.е. ведет к перекристаллизации глауконита [Ивановская и др., 1985].

В процессе глубинно-катагенетических преобразований, кроме деформации, глауконитовые зерна могут в той или иной степени растворяться и замещаться глинистыми минералами и/или кварцем.

По мнению одного из авторов (А.Р. Гептнера), основанном на исследовании микроструктурных особенностей взаимоотношения глауконитовых зерен и окружающих их терригенных компонентов, а также на данных качественного микронзондового анализа (СЭМ с микроанализатором Link-860, Палеонтологический институт), в глубинном катагенезе имеет место и обратный процесс – замещение кварца аутигенным глауконитом. Последний в некоторых случаях располагается в виде тонкой пленки (оболочки) на отдельных глауконитовых зернах. Косвенным свидетельством формирования облекающей глауконитовой оболочки именно в катагенезе может быть тот факт, что она часто имеет вид плохо раскристаллизованного вещества гомогенной микроструктуры, в котором чешуйчатые индивидуумы не всегда могут быть диагностированы. Если глауконит оболочки в рассматриваемом примере был бы образован в катагенезе, то при погружении и катагенетическом преобразовании он несомненно имел возможность приобрести хорошо выраженное чешуйчатое строение, подобно тому; какое отмечено для основной массы глобулярного глауконита и минерализованных червеобразных остатков.

Процесс формирования аутигенного глауконитового вещества в глубоко погруженных толщах в настоящее время остаются невыясненными. Возможно, в условиях глубинного катагенеза растворение кварца на границе с глауконитовыми зернами и образование облекающей оболочки могло происходить при участии микроорганизмов, подобно тому, как это было в зоне катагенеза [Гептнер, Ивановская, 1998, 2000].

Отдельно следует сказать о доломите, который является наиболее поздним аутигенным минералом; он играет роль порового и базального цемента и замещает как обломочные, так и аутигенные зерна (кварц, полевые шпаты, слюдяные пластинки, глауконитовые глобулы и др.). Его происхождение в изученных породах, видимо, обусловлено изменением состава пластовых вод в процессе поднятия территории во время герцинской складчатости [Виноградов и др., 2002]. Воздействие этих событий на структурно-кристалло-

химические и изотопно-геохронологические характеристики глауконита – предмет будущего отдельного сообщения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В терригенно-глинистых породах вирбалисской свиты нижнего кембрия Западной Литвы широко развит глауконит.

В горизонтально слоистых песчано-алевролитовых породах и в сильноглинистых алевролитах, характеризующихся ихнотекстурой типа “кракстен”, образование зерен глауконита не сопровождалось перерывами в осадконакоплении и перемычками, а происходило в процессе диагенетического преобразования осадка. В кослоистых разностях перемычки глауконитсодержащих пород были кратковременными. В дальнейшем здесь также имело место диагенетическое образование глауконита.

На стадии катагенеза происходило не только образование глобуль и глауконитовой цементной массы, глауконит также замещал (вплоть до полных псевдоморфоз) пластинчатые зерна биотита, червеобразные остатки, отдельные участки обломков раковин брахиопод, а кроме того, корродировал обломочные зерна кварца и полевых шпатов.

В процессе глубинно-катагенетических изменений пород глауконитовые зерна деформировались, а также замещались глинистыми минералами иллит-хлоритового состава и/или кварцем. Интенсивность преобразований была различной даже на уровне одного прослоя.

Предполагается, что в процессе глубинного катагенеза образуется аутигенный глауконит, который замещает кварц и (или) в виде тонкой пленки распределяется на отдельных глауконитовых зернах.

Глобулярные диоктаэдрические 2 : 1 слоистые силикаты, слагающие глобулы в изученных образцах, представлены двумя слюдястыми фазами: глауконитом и иллитом, последний выступает в роли второстепенного компонента. Двухфазность слюдястых минералов в изученных образцах проявляется на микроуровне и, как было показано ранее, для образцов разного литологического типа и возраста [Ципурский и др., 1992], подобные особенности вызваны условиями образования, а не преобразования одной слюды (глауконита) в другую (иллит). В этом случае происходит кристаллизация различных по степени железистости слюдястых фаз в неравновесных условиях катагенеза, которые создаются, видимо, благодаря жизнедеятельности бактерий.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ОНЗ РАН по программе № 6 “Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволю-

ция” и грантов РФФИ № 02-05-64333 и № 02-05-64210.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брангулис А., Мурниекс А., Нагле А., Фридрихсоне А.* Средне-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия // Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин: Наука, 1986. С. 24–33.
- Виноградов В.И., Буякайте М.И., Муравьев В.И., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф.* Изотопные свидетельства палеозойского этапа эпигенетической переработки вендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 524–534.
- Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Ушатинская Г.Т.* К вопросу о биохемогенном происхождении слоистых силикатов глауконит-иллитового состава // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 1. С. 79–91.
- Гептнер А.Р., Ивановская Т.А.* О биохемогенном генезисе минералов глауконит-нонtronитового ряда в современных осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 563–580.
- Гептнер А.Р., Ивановская Т.А.* Глауконит из морских нижнемеловых отложений Англии (концепция биохемогенного генезиса) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 487–499.
- Горбунова Л.И.* Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы // Труды ИГН. Геол. серия. 1950. № 40. Вып. 114. С. 65–103.
- Горбунова Л.И.* Глауконит из нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 6. Львов: ЛГУ, 1961. С. 92–121.
- Дриц В.А., Каменева М.Ю., Сахаров Б.А., Дайняк Л.Г., Ципурский С.И., Смоляр Б.Б., Букин А.С., Сальни А.Л.* Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкодисперсных филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.
- Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Черкашин В.И., Яхонтова Л.К.* Постседиментационные преобразования глауконита рифейских отложений юго-восточной Якутии // Известия АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 108–118.
- Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В.* Минералогия глобулярных слоистых силикатов рифея и венда Сибири и Урала // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 83–99.
- Ивановская Т.А., Кац А.Г., Фролова З.Б., Ципурский С.И., Яковлева О.В.* Строение и литолого-минералогические особенности базальной части нижнего рифея Оленекского поднятия (осорхатинская свита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 84–92.
- Ивановская Т.А.* Глауконит-иллитовые минералы в пограничных отложениях верхнего венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 6. С. 509–501.
- Ивановская Т.А., Горькова Н.В., Карпова Г.В., Покровская Е.В., Дриц В.А.* Хлоритизация глобулярных и пластинчатых слоистых силикатов глауконитового ряда в терригенных отложениях верхнего рифея (пяря-  
ярвинская свита, полуостров Средний) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 6. С. 584–598.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 121. 331 с.
- Лазаренко Е.К.* Вопросы номенклатуры и классификации глауконита // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3–4. Львов: ЛГУ, 1956. С. 345–379.
- Лисицина Н.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю.* Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан // Палеонтология. Морская геология (Международный геол. конгресс, XXV сессия). М.: Наука, 1976. С. 166–176.
- Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю.* К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 91–97.
- Липкина М.И.* Глауконитовые породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
- Логвиненко Н.В., Волков И.И., Розанов А.Г.* К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 3–13.
- Муравьев В.И.* Эпигенетические изменения мезозойских отложений Юго-Востока Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 6. С. 34–47.
- Муравьев В.И.* Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.
- Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Николаева И.В.* Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы // Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 4–14.
- Николаева И.В.* Использование глауконита в геохронологии (калий-аргоновая система). Новосибирск: Наука, 1986. 47 с.
- Пиррус Э.А.* Литогенез венда и кембрия Северной Прибалтики / Автореф. дисс. ... доктора геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 44 с.
- Смоляр Б.Б., Дриц В.А.* Зависимость параметра  $b$  элементарной ячейки диоктаэдрических слюд от химического состава // Минералогический журнал. 1988. Т. 10. № 6. С. 10–16.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Наука, 1960. Т. 1. 212 с.; Т. 2. 576 с.
- Феношина У.И.* Глауконит из нижнеторгонских отложений курорта Любень // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 6. Львов: ЛГУ, 1961. С. 226–282.
- Формозова Л.Н.* Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 84 с.
- Ципурский С.И., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дриц В.А.* О природе сосуществования глауконита, Fe-иллита и иллита в глобулярных слюдистых образованиях разного литологического типа и возраста // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 65–75.
- Шутов В.Д., Кац М.Я., Дриц В.А., Соколова А.Л., Казаков Г.А.* Кристаллохимия глауконита как индикатор фациальных условий его образования и постседиментационного изменения // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 74–81.

- Шутов В.Д., Дриц В.А., Кац М.Я., Соколова А.Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 23–40.
- Burst J.F. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets // American Mineralogist. 1958. V. 43. N 5/6. P. 481–497.
- Clauer N., Stille P., Keppens E., O'Neil J.R. Le mecanism de la glauconitisation: apports de la geochimie isotopique du strontium, du neodyme et de l'oxygene de glauconies recentes // C.R.Acad. Sci. Paris. 1992. V. 315. Ser II. N 3. P. 321–327.
- Gallier E. W. Glauconite genesis // Bull. Geol. Soc. America. 1935. V. 46. P. 1351–1366.
- Hadding A. Glauconite and glauconite rocks. Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. Zunds. 1932. P. 1–175.
- Hower J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite // American Mineralogist. 1961. V. 46. N 3/4. P. 313–334.
- Jankauskas T. Cambrian stratigraphy of Lithuania. Vilnius, 2002. 249 p.
- Kohler E.E., Koster H.M. Zur Mineralogie, Kristallographie, und Geochemie Kretazischer Glauconite // Clay minerals. 1976. V. 11. P. 273–302.
- Kohler E.E., Koster H.M. Remarks on the influence of depositional environment on radiometric age measurement // Geol. Jahrbuch. 1982. N 52. P. 101–111.
- Odin G.S. De glauconiarum, constitutione, origine, aetateque. These. Universite Pierre et Marie Curie. Paris. Offset. 1975. 280 p.
- Odin G.S., Matter A. De glauconarium origine // Sedimentology. 1981. V. 28. P. 611–641.
- Triplehorn D.M. Morphology, internal structure and origin of glauconite pellets // Sedimentology. 1966. V. 6. N 4. P. 247–266.
- Valeton I., Abdul-Razzak A. Glauconite der Oberkeide Nordwestdeutschlands // Mitt. Geol.-Paleontol. Univ. Hamburg. 1975. N 44. P 537–556.
- Valeton I., Abdul-Razzak A., Klusmann D. Mineralogy and geochemistry of glauconite pellets from Cretaceous sediments in northwest Germany // Geol. Jahrbuch. 1982. V. 52. P. 5–87.
- Wilberg H.G. Glaukonit Genese und Lithofazies im Cenoman von Dortmund (Westfalen) // Neues Jahrbuch Geol. Paleontol. Monatshefte. 1980. N 1. P. 52–64.