ОСОБЕННОСТИ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ ЧИМ-ЛОПТЮГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Ю. С. Симакова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

yssimakova@geo.komisc.ru

В статье представлены результаты изучения глобулярных филлосиликатов (глауконита и смешанослойных фаз) из верхнеюрских отложений Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев. Выделенные зерна были исследованы комплексом физико-химических методов: рентгеновской дифрактометрии, сканирующей электронной микроскопии с микропробным анализом (СЭМ), ИК-спектроскопии.

Особое внимание было уделено кристаллохимическим особенностям глобулярных слоистых силикатов и процессам глауконитообразования в продуктивных породах.

Ключевые слова: глауконит, смектит, смешанослойные фазы, образование слоистых силикатов.

CRYSTAL-CHEMICAL FEATURES OF GLOBULAR LAYER SILICATES FROM THE CHIM-LOPTYUGA OIL SHALE DEPOSIT

Y. S. Simakova

IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar

yssimakova@geo.komisc.ru

The results of mineralogical investigation of globular phyllosilicates (glauconite and mixed-layer minerals) from the Chim-Loptyuga pyroschist deposit are presented. Grains were studied using modern chemical and physical methods: X-ray diffraction, scanning electron microscopy (SEM), microprobe analyses, infra-red spectroscopy.

Special attention was given to the crystal-chemical features of mineral and processes of glauconite formation in the producing rocks.

Keywords: glauconite, smectite, mixed-layer minerals, formations of phyllosilicates.

Верхнеюрские отложения, содержащие горючие сланцы, широко распространены на территории европейской части России [10]. Разрез верхнеюрских отложений Чим-Лоптюгского месторождения (Яренский сланцевосносный район, Мезенская синеклиза) сложен горючими и глинистыми горючими сланцами, известковыми глинами темно-серого и зеленовато-серого цвета, мергелями с редкими слоями песчаников. Глинистые минералы являются порообразующими компонентами во всех типах пород. Они служат одним из надежных индикаторов литогенеза, отражающим в своих кристаллохимических особенностях условия геологической среды и ее изменения. Ранее нами были выявлены некоторые тенденции распределения глинистых минералов в разрезах скважин Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев [9]. Верхнеюрские породы месторождения характеризуются поликомпонентным составом глинистых минералов с преобладанием смешанослойных фаз, содержащих разбухающие слои, и иллита. В отложениях оксфордского и кимериджского ярусов верхнего отдела юрской системы (J_3 o+km) присутствуют зерна зеленого минерала, диагностированного как глауконит и используемого как литологический репер. Эти глобулярные образования рассеяны в глинистом веществе толщи. В настоящей работе рассмотрены особенности состава тонкодисперсных и глобулярных слоистых силикатов (ГСС) Чим-Лоптюгского месторождения.

Вопросы образования слоистых силикатов с высоким содержанием железа (нонтронита, глауконита, Феллита, Fe-смектита) различного возраста в условиях морских водоемов, их трансформационных преобразований и связанных с ними структурных изменений неоднократно рассматривались как в экспериментальных,

так и теоретических работах [1, 2, 3, 4, 5, 6, 11, 12, 13, 16]. Отмечается, что образование глауконита обусловлено взаимодействием геохимических условий в пределах продуктивной толщи, скорости седиментации и влиянием органического вещества при диагенезе [13, 16, 20].

Нами изучались глауконитсодержащие породы оксфордского и кимериджского ярусов верхнего отдела юрской системы. Глобулярные зерна отбирались из керна скважины 332 Чим-Лоптюгского месторождения.

Методы исследования

Зерна глобулярных слоистых силикатов отбирались под биноклем, глинистая фракция пород отделялась путем отмучивания. Ввиду особенностей морфологии зерен минеральный состав анализировался в частично ориентированных препаратах в воздушно-сухом состоянии и после насыщения этиленгликолем, а также в неориентированных препаратах. Фазовый состав глинистой фракции был определен при помощи рентгендифрактометрического анализа ориентированных и неориентированных образцов, подвергнутых стандартным диагностическим обработкам (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение — $\text{CuK}\alpha$, 30kV/20mA, области сканирования 2–52 и 55–65°2 θ). Полуколичественный рентгенодифракционный анализ глинистой фракции был выполнен с помощью программы Sybilla[®] как для воздушно-сухих, так и для обработанных органическими жидкостями ориентированных образцов. Морфология поверхности и состав частиц минералов изучались под сканирующим электронным микроскопом (СЭМ) Jeol JSM-6400, укомплектованным микрозондовой энергодисперсионной приставкой Link ISIS (оператор В. Н. Филиппов). Инфракрасные (ИК) спектры глинистых

минералов были получены с помощью фурье-спектрометра ИнфраЛюм ФТ-02 в диапазоне 400–4000 см⁻¹ (оператор М. Ф. Самотолкова).

Результаты

Морфологически зерна ГСС имеют глобулярную, нередко уплощенную, таблитчатую форму. Окраска зерен — от темно- до светло-зеленой (рис. 1), при этом цвет минерала может меняться в пределах одного зерна.

Часто встречаются сростания ГСС, кварца и агрегатов пирита (рис. 2, д). На СЭМ-снимках можно видеть, что микроstructures зеленых зерен представлены спутан-

но-пластинчатыми образованиями, сложенными изогнутыми частицами (рис. 2, а–г), часто наблюдаемыми в глауконите. В светло-зеленых зернах встречаются петельчатые микроstructures, характерные для смектитовых минералов (рис. 2, г).

На дифрактограммах глобулярного силиката (рис. 3) базальные рефлексы [00l] проявляются довольно слабо по сравнению с небазальными отражениями [hkl]. Кроме того, дифракционные кривые характеризуются достаточно высокой линией фона из-за повышенного содержания железа в образце. На дифрактограммах темно-зеленого ГСС диагностируются несколько фаз, относящихся к слоистым силикатам: слюдяная (собственно глауконитовая), смектитовая и смешанослойная фаза иллит/смектитового типа. Глауконит диагностируется по серии базальных отражений 00l с межплоскостными отражениями $d/n \approx 10.0, 5.0$ (очень слабый), $3.35 \text{ \AA}$, а также по небазальным рефлексам hkl (наиболее интенсивные из них $d/n \approx 4.53$ (020), 2.59 (130), 2.40 (13-2), 1.510 (060) $\text{\AA}$ и др). Набор рефлексов соответствует политипной модификации 1M, хотя сами отражения несколько уширены, что может свидетельствовать и о присутствии слабоупорядоченного политипа 1Md. Критериями структурной упорядоченности глауконита являются интенсивные отражения -112 и 112 , а также хорошо разрешающиеся рефлексы -111 и 021 [3]. Интервал отражений $02l$ и $11l$ на дифрактограммах характеризуется относительно интенсивными рефлексами -112 и 112 с $d \sim 3.655$ и $3.075 \text{ \AA}$ соответственно, отчетливыми отражениями -111 с $d \sim 4.36 \text{ \AA}$ и 021 с $d \sim 4.13 \text{ \AA}$, что свидетельствует об относительной трехмерной упорядоченности глауконита.

В области 060 на дифрактограммах неориентированных образцов зеленого глауконита присутствует несколько рефлексов, относящихся к различным слоистым силикатам. Наиболее интенсивный пик с $d_{060} = 1.510\text{--}1.513 \text{ \AA}$ ($b = 9.06\text{--}9.08 \text{ \AA}$) принадлежит глаукониту, слабое отражение с $d_{060} = 1.500 \text{ \AA}$ относится к диоктаэдрической смектитовой фазе.

В светлых зернах содержание смектита существенно больше по сравнению с зелеными. При насыщении образца органическими жидкостями интенсивный смек-

Рис. 1. Зерна глобулярных слоистых силикатов: 1 — темно-зеленое, 2 — зеленое с переходом к светло-зеленому, 3 — светло-зеленое

Fig. 1. Grains of globular layer phyllosilicates: 1 — dark green, 2 — green to light green, 3 — light green

Рис. 2. Микроstructures внешней и внутренней поверхности глауконитовых зерен: а, б — СЭМ-изображения внутренней части темно-зеленого глауконита; в, г — петельчатая микроstructure светло-зеленого глауконита; д — кристаллы пирита в сростании с глауконитом

Fig. 2. Microstructures of outer and inner surface of glauconite grains. SEM images (a, b) inner part of dark green glauconite, (v, g) loop microstructure of light green glauconite, (d) crystals of pyrite in accretion with glauconite

Рис. 3. Дифрактограммы частично ориентированных препаратов темно-зеленого (I) и светло-зеленого (II) глобулярного слоистого силиката в воздушно-сухом (а) и насыщенном этиленгликолем (б) состоянии: Gl — глауконит, Sm — смектит, Q — кварц, а также фрагмент дифрактограмм в области 060 (III) темно-зеленого (в) и светло-зеленого (г) глауконита (неориентированный образец)

Fig. 3. Diffraction patterns of partially oriented samples of dark green (I) and light green (II) globular phyllosilicate in air-dry (a) and saturated with ethylene glycol (b) state. Gl — glauconite, Sm — smectite, Q — quartz, and the diffraction patterns in range 060 (III) of dark green, (v) and light green (r) glauconite (non-oriented sample)

титовый рефлекс $d_{001} = 13.7 \text{ \AA}$ смещается в малоугловую область до $d_{001} = 17.5 \text{ \AA}$. При этом слюистые (глауконитовые) отражения также присутствуют на дифрактограмме. Соотношение интенсивностей рефлексов в области 060 на дифрактограммах темно-зеленых и светло-зеленых зерен различно: на последних более интенсивен смектитовый рефлекс с $d_{060} = 1.500 \text{ \AA}$, глауконитовый — менее интенсивен, между этими пиками наблюдаются промежуточные отражения, относящиеся к смешанно-

слоистым фазам. Таким образом, очевидно, что темно-зеленые глауконитовые глобулы содержат некоторое количество разбухающей фазы — смектита. Содержание её в светло-зеленых глобулах довольно велико и может отражать промежуточную стадию глауконитообразования, когда смектит преобразуется в глауконит при вхождении калия в межслоевые промежутки, а железа — в октаэдрические позиции слоистых силикатов при благоприятных условиях.

Кристаллохимические формулы минералов были рассчитаны на основании результатов микрозондового анализа и приведены в таблице. Сумма зарядов анионного каркаса $(O_{10}(OH)_2)^{-22}$ при расчете считается постоянной, предполагается, что железо в структуре глауконита присутствует в трехвалентной форме. Преобладающим катионом октаэдрической сетки минерала является Fe^{III} (для светло-зеленых зерен — 0.78–0.94 формульных единиц (ф. е.), для темно-зеленых — 1.12–1.30 ф. е.), содержание октаэдрического Al меняется в пределах 0.23–0.48 и 0.65–0.81 ф. е. соответственно. Fe-индекс $n = Fe^{III+}/(Fe^{III+} + VIAl)$ варьирует от 0.47 до 0.85 ф. е., а содержание межслоевого K — от 0.24 до 0.46 ф. е. Если бы в анализах учитывалось двухвалентное железо, Fe-индекс, скорее всего, был бы чуть ниже, хотя содержание Fe^{2+} в глауконитах обычно составляет не более 5–10 %. Состав изученных глауконитовых глобул (как темно, так и светло-зеленых), по данным микрозондового анализа примерно одинаков на сколе глобул и на их поверхности.

Согласно номенклатуре слюд AIPEA [18], обобщенная кристаллохимическая формула глауконита имеет вид $K_{0.8} R^{III}_{1.33} R^{II}_{0.67} \square Al_{0.13} Si_{3.87} O_{10}(OH)_2$, где $VI R^{II}/(VI R^{II} + VI R^{III}) \geq 0.15$ и $VI Al/(VI Al + VI Fe^{III}) \leq 0.5$. Для рассчитанных нами кристаллохимических формул индекс $VI R^{II}/(VI R^{II} + VI R^{III})$ меняется в пределах 0.17–0.24, тогда как индекс $VI Al/(VI Al + VI Fe^{III})$ для формул зеленых зерен варьирует от 0.15 до 0.3, а для светло-зеленых — от 0.41 до 0.53. Как видим, темно-зеленый минерал в глобулах при довольно высоком содержании трехвалентного железа, алюминия и магния в октаэдрических позициях по фор-

Рис. 4. Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции (<1 μm) глауконитсодержащей породы в воздушно-сухом (а) и насыщенном этиленгликолем (б) состоянии: Sm — смектит, Chl — хлорит, Mi — слюда, Ge — гейландит, Q — кварц

Fig. 4. Diffraction patterns of oriented samples of clay fraction (<1 μm) of glauconite-containing rocks in air-dry (a) and saturated with ethylene glycol (b) state. Sm — smectite, Chl — chlorite, Mi — mica, Ge — heulandite, Q — quartz

Кристаллохимические формулы образцов глауконита Crystal chemical formulae of glauconite samples

№ обр. Sample No.	Катионы, ф. е. Cations, fu								Заряд Charge			n	$VAl/(VIAl + VIFe^{III})$	$VIIR^{II}/(VIIR^{II} + VIIR^{III})$
	Тетраэдрические Tetrahedral		Октаэдрические Octahedral				Межслоевые Interlayered		Тетраэдрический Tetrahedral	Октаэдрический Octahedral	Межслоевой Interlayered			
	Si	Al	Fe ³⁺	Al	Mg	Σ	Ca	K						
1	3.92	0.08	1.25	0.36	0.33	1.94	0.07	0.43	15.92	5.49	0.57	0.78	0.22	0.17
2	3.81	0.19	1.30	0.23	0.50	2.03	0.07	0.46	15.81	5.59	0.60	0.85	0.15	0.24
3	3.80	0.20	1.29	0.29	0.42	2.00	0.09	0.43	15.80	5.58	0.61	0.82	0.18	0.21
4	3.93	0.07	1.12	0.48	0.33	1.93	0.09	0.42	15.93	5.46	0.60	0.70	0.3	0.17
5	3.94	0.06	0.87	0.73	0.41	2.01	0.10	0.25	15.94	5.62	0.45	0.54	0.45	0.20
6	3.92	0.08	0.78	0.81	0.41	2.00	0.09	0.30	15.92	5.59	0.48	0.49	0.51	0.21
7	3.99	0.01	0.79	0.79	0.42	2.00	0.10	0.24	15.99	5.56	0.44	0.50	0.5	0.21
8	3.99	0.01	0.75	0.85	0.37	1.97	0.10	0.27	15.99	5.54	0.47	0.47	0.53	0.19
9	3.95	0.05	0.94	0.65	0.39	1.98	0.10	0.28	15.95	5.55	0.48	0.59	0.41	0.20

n — Fe-индекс (Fe index) ($Fe^{III}/(Fe^{III} + VIAl^{III})$)

Образцы: 1–4 — темно-зеленые глобулы, 5 — зеленые глобулы, 6–9 — светло-зеленые глобулы.

Samples: 1–4 — dark green globules, 5 — green globules, 6–9 — light green globules.

муле не вполне соответствует глаукониту из-за низкого межслоевого заряда, хотя значения вышеупомянутых индексов позволяют отнести его к глаукониту. Дефицит калия в минерале связан с присутствием в его структуре разбухающих межслоевых промежутков и отражает некоторую структурную неоднородность глинистых минералов. Рассчитанные кристаллохимические формулы для глауконита из темно-зеленых глобул позволяют отнести его к диоктаэдрическим слюдам с дефицитом межслоевых катионов. На диаграмме Менье — Эль Альбани [16] фигуративные точки чим-лоптюгских темно-зеленых зерен попадают на самую границу поля глауконита (рис. 6), а светлых зерен — ближе к области смешанослойных минералов. Следует, однако, отметить, что границы между полями диаграммы весьма условны, и глаукониты из многих литературных источников, полностью соответствующая номенклатурным требованиям, тем не менее не попадают в глауконитовое поле данной диаграммы [13]. По шкале зрелости Г. Одина и А. Маттера [17], в которой выделено несколько стадий диагенетического изменения глауконита — от незрелой до высоkozрелой, фиксирующихся по содержанию в нем K_2O , чим-лоптюгские ГСС

Рис. 5. ИК-спектры ГСС: (а) темно-зеленых (б) и светло-зеленых зерен в области валентных колебаний ОН-групп

Fig. 5. IR spectra of GLS: (a) dark green (b) light green grains in the area of valence vibrations of OH-groups

Рис. 6. Диаграмма Менье — Эль Альбани [16], отражающая области железосодержащих глинистых и смешанослойных минералов в зависимости от отношения суммарного межслоевого заряда к 1/4 ф. е. кремния ($4M^+/Si$, где $M^+ = Na + K + 2Ca$) и отношения ф. е. железа к сумме октаэдрических катионов. MLM — смешанослойные минералы. • — фигуративные точки исследуемых образцов

Fig. 6. Meunier-El Albani diagram [16] reflecting iron-containing clay and mixed-layer minerals depending on the ratio of the total inter-layer charge to 1/4 fu silicon ($4M^+/Si$, where $M^+ = Na + K + 2Ca$) and the ratio fu iron to the amount of octahedral cations. MLM — mixed-layer minerals. • — figurative points of the studied samples

относятся к категории «незрелых», для которых содержание K_2O составляет 4–6 %. Данные инфракрасной спектроскопии важны для характеристики слоистых силикатов типа 2:1, особенно информативны в этом отношении их ИК-спектры в области валентных колебаний ОН-групп. Многочисленными исследованиями [8, 12, 14, 15, 19, 21] установлены взаимоотношения между волновыми числами в интервале $3400–3700\text{ см}^{-1}$ и локальными катионными конфигурациями вокруг ОН-групп в диоктаэдрических слюдах. Полученные для исследуемых образцов ИК-спектры соответствуют опубликованным данным для глауконита. Наши образцы в области валентных колебаний ОН-групп характеризуются следующими параметрами: полосы поглощения: у темно-зеленых зерен — $3530, 3557, 3623\text{ см}^{-1}$ и у светло-зеленых — $3557, 3593, 3620, \text{ см}^{-1}$ (рис. 5). На рис. 5 можно видеть, что у темно-зеленой разновидности ярче выражена полоса поглощения 3557 см^{-1} , которая, согласно данным Ж. Бессона и В. А. Дрица [14], соответствует в Fe-слюдах катионной паре $Fe^{3+}-Fe^{3+}$, связанной с ОН-группой; слабее проявляется пик поглощения 3623 см^{-1} , отвечающий за пару катионов $Al-A1$. Можно предположить, что полоса поглощения 3557 см^{-1} соответствует паре $Al-Fe^{2+}$ либо паре $Mg-Fe^{3+}$ и «плечо» $3570\text{ см}^{-1} - Al-Fe^{3+}$. Согласно [21], полоса 3593 см^{-1} характерна для смектита и соответствует паре $Al-Fe^{3+}$. Исследования показывают, что интенсивность полос поглощения в высокочастотной области зависит от содержания в образце Al . Таким образом, результаты ИК-спектроскопии свидетельствуют о том, что в темно-зеленых глауконитовых зернах преобладает катионная пара $Fe^{3+}-Fe^{3+}$, связанная с ОН-группой, тогда как в измененном светло-зеленом минерале такой парой является $Al-A1$. Данные ИК-спектроскопии подтверждают результаты исследования глобулярных слоистых силикатов Чим-Лоптюгского месторождения. Полученные результаты показывают, что основным трендом в образовании глауконита является входение калия в межслоевое пространство и Fe^{3+} — в октаэдрические позиции структуры смектитового минерала и трансформация его в глауконит через смешанослойные фазы.

Глинистая фракция глауконитсодержащих пород представлена в основном смешанослойными минералами иллит/смектитового и хлорит/смектитового состава (рис. 4). Преобладает в образце иллит/смектитовая фаза с содержанием слюдистой компоненты 5–20 %. Нам представляется, что значительная часть глинистых минералов могла образоваться при трансформационных преобразованиях исходных слоистых силикатов под воздействием органического вещества в стадии диагенеза. С этой стадией также связано образование цеолита (гейландита, рис. 4), глауконита и сульфидов железа, широко распространенных по всему разрезу, а в некоторых стратиграфических интервалах — сульфидов цинка, кобальта и никеля, свидетельствующее об активном аутигенном минералообразовании в верхнеюрских породах.

Выводы

Глобулярные слоистые силикаты Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев представлены разноокрашенными зернами, при этом зерна зеленой и темно-зеленой окраски являются глауконитом с низким содержанием калия и, соответственно, слабой степенью диагенетического созревания минерала. Зеленые зерна сложены дефектным слюдистым минералом, близким

по составу к глаукониту с низким межслоевым зарядом, что также говорит о низкой степени зрелости этого минерала. Присутствие пирита на поверхности глобул может свидетельствовать о том, что образование глауконита было прервано и не завершено из-за изменения восстановительно-окислительных условий или проницаемости окружающей среды. Глауконит в породах ассоциирует с цеолитом группы гейландита — клиноптилолита. Формирование данной ассоциации многими исследователями связывается с диагенезом пирокластике [7]. Светло-зеленые зерна содержат в своём составе помимо глауконита значительную смектитовую составляющую. Можно предположить, что смектит являлся «прекурсором» при образовании глауконита и изменение скорости седиментации и проницаемости окружающей среды помешало завершению процесса глауконитообразования. Глауконитсодержащие породы также подвергнуты широким трансформациям, выражающимся в широком распространении смешанослойных минералов, содержащих разбухающие слои. Кристаллохимические особенности глауконита позволяют рассматривать его в качестве индикатора слабой степени диагенетического преобразования осадка.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-49.

Автор выражает глубокую благодарность В. Н. Филиппову и М. Ф. Самотолковой за помощь в проведении анализов.

Литература

1. Афанасьева Н. И., Зорина С. О., Губайдуллина А. М., Наумкина Н. И., Сучкова Г. Г. Кристаллохимия и генезис глауконита из разреза «Меловатка» (сеноман, юго-восток Русской плиты) // Литосфера. 2013. № 2. С. 65–75
2. Гептнер А. Р., Ивановская Т. А., Покровская Е. В. Кураленко Н. П. Глауконит из вулканотерригенных отложений палеогена Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. Стр. 255–279.
3. Дриц В. А., Каменева М. Ю., Сахаров Б. А. и др. Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.
4. Ивановская Т. А., Гептнер А. Р. Глауконит на разных стадиях литогенеза в отложениях нижнего кембрия Западной Литвы // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 3. С. 227–240.
5. Ивановская Т. А., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А., Зайцева Т. С., Покровская Е. В., Доржиева О. В. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.
6. Линкина М. И. Глауконит — продукт подводного вулканизма // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
7. Муравьев В. И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.
8. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов. М.: МГУ, 1976. 175 с.
9. Салдин В. А., Симакова Ю. С., Бурцев И. Н. Глинистые минералы верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев (Вычегодский сланценосный район) // Минеральные индикаторы литогенеза: Материалы Российской конференции с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 196–198.
10. Туров А. В. Об обстановках формирования верхнеюрских горючих сланцев на Русской плите // Известия вузов. Геология и разведка. 2000. №3. С. 9–20.

11. Adriaens R., Vandenberghe N. and Elsen J. Natural clay-sized glauconite in the Neogenedeposits of the Campine basin (Belgium) // *Clays and Clay Minerals*. 2014. Vol. 62. No. 1. P. 35–52.
12. Amorosi A. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research // *Sedimentary Geology*. 1997. 109. P. 135–153.
13. Banerjee S., Bansal U., Thorat A. V. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition // *Journal of Palaeogeography*. 2016. V. 5. Issue 1, P. 1–108.
14. Besson G. and Drits V. A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-grained micaceous minerals and their infrared spectra within the OH stretching region. Part II: The main factors affecting OH vibrations and quantitative analysis. *Clays and Clay Minerals*. 1997. 45. P. 170–183.
15. Kodama H. Infrared spectra of minerals; reference guide to identification and characterization of minerals for the study of soils: Research Branch Agriculture Canada, Technical Bulletin. 1985. P. 140–150.
16. Meunier A., El Albani A. The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review // *Terra Nova*. 2007. V. 19. P. 95–104.
17. Odin G.S., Matter A. De glauconiarum origine // *Sedimentology*. 1981. V. 28. P. 611–641.
18. Rieder M. et.al. Nomenclature of the micas // *Clays and Clay Minerals*. 1998. Vol. 46, 5. P. 586–595.
19. Slonimskaya M. V., Besson G., Daynyak L. G., Tchoubar C., Drits V. A. Interpretation of the IR spectra of celadonites, glauconites in the region of OH-stretching frequencies. // *Clay Miner*. 1986. Vol. 2. P. 377–388.
20. Van Houten F. B. and Purucker M. E. On the Origin of Glauconitic and Chamositic Granules // *Geo-Marine Letters*. 1985. 5. P. 47–49.
21. Zviagina, B. B., McCarty, D. K., Srodon, J., and Drits, V. A. Interpretation of infrared spectra of dioctahedral smectites in the region of OH-stretching vibrations // *Clays Clay Miner*. 2004. Vol. 52. 4. P. 399–410.

References

1. Afanaseva N. I., Zorina S. O., Gubaidullina A. M., Naumkina N. I., Suchkova G. G. *Kristallohimiya i genezis glaukonita iz razreza «Melovatka» (senoman, yugo-vostok Russkoi plity)* (Crystal chemistry and genesis of glauconite from section melovatka (SE Russian platform). *Litosfera*, 2013, No. 2, pp. 65–75
2. Geptner A. R., Ivanovskaya T. A., Pokrovskaya E. V. Kuralenko N. P. *Glaukonit iz vulkanoterrigennykh otlozhenii paleogena Zapadnoi Kamchatki* (Glauconite from igneous terrigenous deposits of paleogen of Western Kamchatka). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2008, No. 3, pp. 255–279.
3. Drits V. A., Kameneva M. Yu., Saharov B. A. et al. *Problemy opredeleniya realnoi struktury glaukonitov i rodstvennykh tonkozernistykh fillosilikatov* (Problems of determination of real structure of glauconites and relative thin grained phyllosilicates). Novosibirsk, Nauka, 1993, 200 pp.
4. Ivanovskaya T. A., Geptner A. R. *Glaukonit na raznykh stadiyakh litogeneza v otlozheniyakh nizhnego kembriya Zapadnoi Litvy* (Glauconite at various stages of lithogenesis in Lower Cambrian deposits of Western Lithuania). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2004, No. 3, pp. 227–240.
5. Ivanovskaya T. A., Zvyagina B. B., Saharov B. A., Zaitseva T. S., Pokrovskaya E. V., Dorzhieva O. V. *Globulyarnye sloistye si-*

- likaty glaukonit-illitovogo sostava v otlozheniyakh verhnego proterozoya i nizhnego kembriya* (Globular layered silicates of glauconite-illite composition in Upper Proterozoic and Lower Cambrian rocks). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2015, No. 6, pp. 510–537.
6. Lipkina M. I. *Glaukonit — produkt podvodnogo vulkanizma* (Glauconite — product of underwater volcanism). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1980, No. 4, pp. 44–54.
7. Muravev V. I. *Mineralnye paragenезы glaukonitovo-kremnistykh formatsii* (Mineral parageneses of glauconite-silica formation). Moscow, Nauka, 1983, 208 pp.
8. Plyusnina I. I. *Infrakrasnye spektry mineralov* (IR spectra of minerals). 1976, Moscow, MGU, 175 pp.
9. Saldin V. A., Simakova Yu. S., Burtsev I. N. *Glinistye mineraly verhneyurskikh porod Chim-Loptyugskogo mestorozhdeniya goryuchih slantsev* (Vychegodskii slantseonosnyi raion) (Clay minerals of Upper Jurassic rocks of chimloptyugsky deposit of oil shales). *Mineralnye indikatory litogeneza* (Mineral indicators of lithogenesis): Proceedings of conference. Syktyvkar, Geoprint, 2011, pp. 196–198.
10. Turov A. V. *Ob obstanovkakh formirovaniya verhneyurskikh goryuchih slantsev na russkoi plite* (About formation environments of Upper Jurassic oil shales in Russian platform). *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, No. 3, 2000, pp. 9–20.
11. Adriaens R., Vandenberghe N. and Elsen J. Natural clay-sized glauconite in the Neogenedeposits of the Campine basin (Belgium). *Clays and Clay Minerals*, 2014, Vol.62, No.1, pp. 35–52.
12. Amorosi A. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 1997. 109, pp. 135–153.
13. Banerjee S., Bansal U., Thorat A. V. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. *Journal of Palaeogeography*, 2016, V.5, Issue 1, pp. 1–108.
14. Besson G. and Drits V. A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-grained micaceous minerals and their infrared spectra within the OH stretching region. Part II: The main factors affecting OH vibrations and quantitative analysis. *Clays and Clay Minerals*. 1997, 45, pp. 170–183.
15. Kodama H. Infrared spectra of minerals; reference guide to identification and characterization of minerals for the study of soils: Research Branch Agriculture Canada, Technical Bulletin. 1985, pp. 140–150.
16. Meunier A., El Albani A. The glauconite-Fe-illite-Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, 2007, V. 19, pp. 95–104.
17. Odin G.S., Matter A. De glauconiarum origine. *Sedimentology*. 1981, V. 28, pp. 611–641.
18. Rieder M. et.al. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 1998, Vol. 46, 5, pp. 586–595.
19. Slonimskaya M. V., Besson G., Daynyak L. G., Tchoubar C., Drits V. A. Interpretation of the IR spectra of celadonites, glauconites in the region of OH-stretching frequencies. *Clay Miner*. 1986, Vol. 2, pp. 377–388.
20. Van Houten F. B. and Purucker M. E. On the Origin of Glauconitic and Chamositic Granules. *Geo-Marine Letters*, 1985, 5, pp. 47–49.
21. Zviagina, B. B., McCarty, D. K., Srodon, J., and Drits, V. A. Interpretation of infrared spectra of dioctahedral smectites in the region of OH-stretching vibrations. *Clays Clay Miner.*, 2004, vol. 52, 4, pp. 399–410.