

УДК 551

ГЛАУКОНИТ В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ, ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

© 2019 г. Т. А. Ивановская^{1, *}, А. Р. Гептнер¹, А. Т. Савичев¹,
Т. С. Зайцева², Н. В. Горькова¹, Е. В. Покровская¹

¹ Геологический институт РАН

119017 Москва, Пыжевский пер., 7

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

*E-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.10.2018 г.

В работе впервые рассматриваются минералогические особенности глауконита из нижнего кембрия (томмотский ярус), отобранного из терригенно-карбонатных пород верхней части кесьюсинской серии (верхи маттайской свиты и нижняя часть чускунской свиты), а также из базальных слоев вышележащих известняков эркекетской свиты. Образцы отбирались в трех разрезах на северо-западном склоне Оленекского поднятия Северной Сибири; их стратиграфическая привязка приведена на основе современных данных [Nagovitsin et al., 2015 и др.]. Зерна слоистых силикатов сложены смешанослойными слюда-сметит образованиями с относительно низким (<10%) и более высоким (10–20%) содержанием разбухающих слоев (параметр элементарной ячейки $b = 9.06–9.12 \text{ \AA}$). Слюдистые минералы образуют ряд от глауконита до Al-глауконита (степень алюминиевости $K_{Al} = {}^VI\text{Al}/({}^VI\text{Fe}^{3+} + {}^VI\text{Al})$ равна 0.11–0.47 и 0.60 соответственно), содержание K_2O в минералах колеблется от 6.80 до 8.54%. Впервые приводится детальная литолого-минералогическая характеристика глауконитсодержащих пород, первоначальные осадки которых, согласно [Марусин, 2016] накапливались в обстановках предфронтальной зоны пляжа и переходной зоны от пляжа к шельфу в Сибирском эпиконтинентальном морском палеобассейне. Обсуждается происхождение (аутигенное, аллотигенное) изученных зерен, рассматриваются их вторичные изменения (перемыв, фосфатизация, пиритизация, кальцитизация, ожелезнение и др.) на разных стадиях литогенеза. Показано, что полученные предварительные Rb-Sr датировки (450–320 млн лет) "омоложены": они не отвечают возрастным значениям, принятым ранее для границы венда и нижнего кембрия — 541.0 млн лет [Gradstein et al., 2012]. Это может быть связано с различными вторичными изменениями глауконитовых зерен при перемыве, транспортировке, на различных стадиях диагенеза в первичных осадках и после переотложения, а также на стадиях катагенеза и гипергенеза глауконитсодержащих пород.

Ключевые слова: нижний кембрий, Оленекское поднятие, этапы образования и преобразования глауконитовых зерен, изотопный возраст.

DOI: 10.31857/S0024-497X20194295-317

Целью настоящей статьи является изучение минералогических и структурно-кристаллохимических (включая мессбауэровские) особенностей глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда из верхней части кесьюсинской серии нижнего кембрия (Оленекское поднятие). Параллельно анализировались литолого-минералогические особенности изученных пород. Полученные данные позволили обсудить генезис глауконитовых зерен (аутигенных — образованных *in situ* и аллотигенных — перемытых на месте), а также их вторичные преобразова-

ния. Подобное детальное изучение глауконит-иллитовых минералов необходимо для проведения изотопно-геохронологических исследований, которые предварительно были выполнены для образцов из чускунской и эркекетской свит; детальные мессбауэровские и изотопно-геохронологические данные будут рассмотрены в следующем сообщении.

Глаукониты, как правило, характеризуются глобулярной формой и относятся к диоктаэдрическим слюдистым минералам с высоким содержанием Fe^{3+} . За счет изовалентных заме-

щений Fe^{3+} и Al в октаэдрах слюдистые минералы образуют ряд — от собственно глауконита через Al-глауконит и Fe-иллит к иллиту, как показано в работах [Коссовская, Дриц, 1971; Дриц, Коссовская, 1991; Дриц и др., 2013; Ивановская и др., 2012, 2015, 2017а, б; Zviagina et al., 2017 и др.].

Проблема генезиса глауконита состоит из множества вопросов до сих пор решаемых неоднозначно. В частности, это касается места глауконитообразования в стадийном процессе литогенеза. Отмечают, что формирование глобуль может происходить во время седиментации, в диагенезе или может быть полистадийным — седиментационно-диагенетическим. В настоя-

щей статье принимается, что образование глауконита происходит в диагенетическую стадию преобразования осадка из железисто-кремнистого геля, который образуется, согласно представлениям В.И. Вернадского, в процессе метаболической активности бактерий [Дриц и др., 1993; Гептнер, Ивановская, 1998 и др.].

Глауконитовые осадки, как известно, часто несут следы перемешивания, взмучивания и перемыывания, что может быть связано как с биотурбацией, так и с изменением гидродинамических условий в процессе осадконакопления. Исключением не являются и изученные отложения, в которых встречаются аллотигенные и аутигенные зерна. Для их различия также нет общепринятых критериев, с чем мы и столкнулись при изучении нижнекембрийских разрезов.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

История изучения пограничных отложений венда и кембрия Оленекского поднятия и, в частности, кессюсинской свиты подробно описана в работе [Марусин, 2016]. Здесь отметим лишь следующее. Кессюсинская свита (серия), наиболее представительные разрезы которой вскрываются в бассейнах рек Оленек и Хорбусуонка, представлена терригенно-карбонатными отложениями, в отдельных разрезах со стратиформными телами вулканогенных конглобрекций в нижней части. Она залегает с перерывом на доломитах туркутской свиты хорбусуонской серии венда и с разрывом перекрывается красноватыми известняками эркекетской свиты нижнего кембрия.

Недавно коллективом авторов было предложено перевести кессюсинскую свиту в ранг серии с сохранением ее объема и выделить в ее составе три свиты: сыргалахскую, маттайскую и чускунскую [Рогов и др., 2015; Nagovitsin et al., 2015; Марусин, 2016]. Маттайская свита сложена преимущественно терригенными породами мощностью 92 м, а чускунская свита (26.5 м) представлена преимущественно волнистослоистыми песчаниками, и, что очень важно, эта свита включает в себя ранее не вскрытую обнажениями и неизученную верхнюю часть кессюсинской серии, сложенной горизонтальнослоистыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Эта часть свиты была вскрыта траншеями и ка-

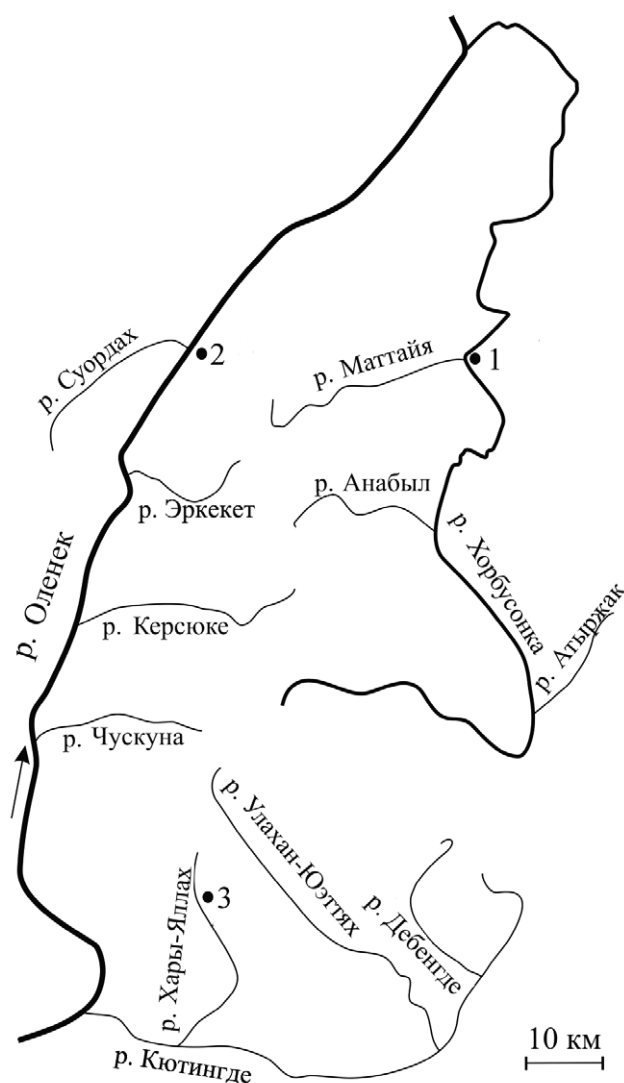


Рис. 1. Географическое положение изученных разрезов на р. Хорбусуонке (1), Оленек (2) и в бассейне р. Дебенгле, верховье р. Хары-Яллах (3).

навами (р. Оленек, верховья р. Керсюке). По палеонтологическим данным верхняя часть маттайской свиты и чускунская свита относятся к томмотскому ярусу нижнего кембрия (зона *N. sunnaginicus*), а нижележащая часть кессюсинской серии — к немакит-далдынскому ярусу верхнего венда [Рогов и др., 2015; Nagovitsin et al., 2015; Марусин, 2016 и др.]. В настоящей работе стратиграфическая привязка образцов приведена на основе этих современных данных

В работе [Nagovitsin et al., 2015] впервые отмечают, что в северо-восточных разрезах Оленекского поднятия и, в частности, в разрезе на правом берегу р. Хорбусуонка (напротив устья р. Маттая), представлена только нижняя часть чускунской свиты (~12 м), а верхние 15 м эродированы. Именно напротив устья р. Маттая

авторами статьи изучался глауконит, который отбирался Т.А. Ивановской в 2000 г. (рис. 1). В этом разрезе изучались верхи маттайской свиты и нижняя часть чускунской свиты (~12 м) а также вышележащие известняки эркекетской свиты (рис. 2а).

Таким образом, изученные образцы отбирались: 1) на правом берегу р. Хорбусуонки, (напротив устья р. Маттая) в 0.1–0.2 м выше основания эркекетской свиты (обр. 592, 592А), из линз конгломератов на границе чускунской и эркекетской свит (обр. 593), а также из верхней части маттайской (обр. 599, 599А, Б, 1175/32), где обр. 1175/32 взят Г.В. Крутий (Космоаэрогеологическая экспедиция (КАГЭ) № 3) и нижней части чускунской свит (обр. 594–598, 599В, Г, 603, 604) 3); 2) на р. Оленек (напротив устья р. Су-

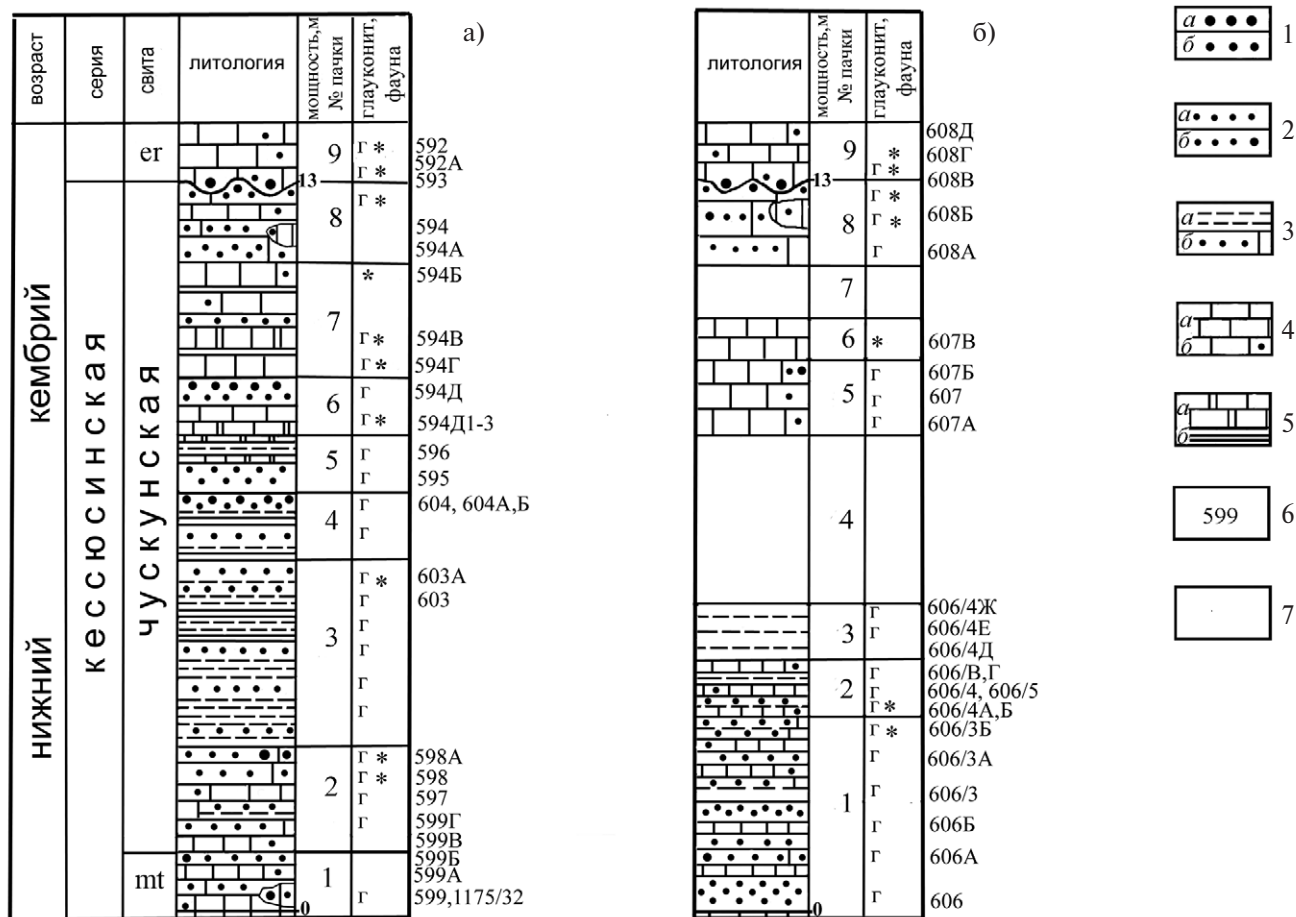


Рис. 2. Схематические разрезы верхней части кессюсинской серии и кровли эркекетской свиты на реках Хорбусуонке (а) и Оленек (б).

Свиты: mt — маттайская, ег — эркекетская.

1 — конгломераты (а) и гравелисты (б); 2 — песчаники (а) и гравелистые песчаники (б); 3 — алевролиты (а) и песчаники (известковые и известковистые) (б); 4 — известняки (а) и известняки (песчанистые и песчаные) (б); 5 — известняки, доломиты (а) и аргиллиты (б); 6 — номер образца; 7 — задерновано.

ордах) в 0.1–0.5 м выше основания эркекетской свиты (обр. 608Г, Д), из пограничных отложений эркекетской и чускунской свит (обр. 608В), из чускунской свиты (обр. 606–608А, Б) (см. рис. 2б) и 3) в верховьях р. Хары-Яллах (правый приток р. Кютингде, бассейн р. Оленек) из основания эркекетской свиты (обр. 1783) — дар геологов А. Г. Каца и З. Б. Флоровой (КАГЭ № 3) (см. рис. 1).

На разных стратиграфических уровнях разреза кессюсинской серии (свиты) и в низах эркекетской свиты находки глауконита отмечались ранее многими исследователями [Миссаржевский, 1980, 1982, 1989; Воданюк, Карлова, 1988; Карлова, Воданюк, 1985; Knoll et al., 1995; Марусин, 2016 и др.], но детально этот минерал никем не изучался. Именно, в первом и втором разрезах Т. А. Ивановской были встречены глауконитсодержащие породы, наиболее благоприятные для выделения зерен для детальных исследований.

Здесь же необходимо отметить, что в изученных породах встречаются многочисленные кальцитовые округлые и овальные образования с концентрически-зональным строением, которые в работах разных авторов называются оолитами и ооидами (хемогенного происхождения), а также онколитами (онкоидами) — продуктами жизнедеятельности водорослей. Авторы, изучавшие рассматриваемые нижнекембрийские отложения с подобными образованиями, называют их оолитами [Воданюк, Карлова, 1988; Карлова, Воданюк, 1985; Knoll et al., 1995; Nagovitsin et al., 2015; Марусин, 2016 и др.] и (или) онколитами [Миссаржевский, 1980 и др.]. В настоящей работе подобные образования также называются “оолитами”, поскольку доказательства водорослевой природы этих образований не входят в задачу данного исследования. Отметим лишь, что один из авторов статьи (А. Р. Гептнер) считает их онколитами.

Ниже приводится литологическое описание пачек, выделенных в первом и втором разрезах (снизу вверх) (см. рис. 2а, б) и дана характеристика образца из эркекетской свиты (разрез 3).

Разрез первый, р. Хорбусуонка

1. Маттайская свита. Зеленовато-серые глауконитовые песчаники и обломочно-оолито-

вые известняки. Песчаники разнозернистые, участками и прослоями гравелистые и известковые (обр. 599, 599А, 1175/32). Породы массивные и слоистые. Слоистость нередко подчеркивается многочисленными зернами темноцветных минералов, которые могут распределяться и хаотично. Пробы отбирались в основании пачки — из обломочно-оолитовых известняков (обр. 599), а также из линзы известняка с зернами глауконита гравелистой и песчаной размерности. Эти зерна представляют собой окатанные и полуокатанные обломки почти нацело глауконитизированного известняка (кальцит ~26%) с примесью фосфата (8%) (обр. 1175/32). Мощность 1 м.

2–8. Чускунская свита.

2. Пачка переслаивания массивных грубозернистых песчаников (до гравелитов) с более тонкозернистыми алевролитами и песчаниками в разной степени глинистыми и известковистыми (обр. 597, 598, 598А, 599Б–Г). Редкие прослои обломочно-оолитовых известняков. Слоистость горизонтальная и косая. Как и в первой пачке встречаются темноцветные минералы. В кровле пачки гравелистые песчаники содержат оолиты и отдельные крупные гальки (обр. 598А), ниже из разнозернистых известковых песчаников с обломками оолитов, крупной галькой и мелким гравием, а также из обломочно-оолитовых известняков отобрана проба глауконита (обр. 598). Мощность ~2 м.
3. Пачка тонкого переслаивания алевролитов и мелко- и среднезернистых песчаников с тонкими глинистыми прослоями. Песчано-алевролитовые породы светло- и зеленовато-серые, в разной степени глауконитовые, глинистые и (или) известковистые, а также доломитистые. Породы характеризуются волнистой, косой и горизонтальной (тонко-, микро-) слоистостью, в них часто встречаются мелкие выделения пирита и многочисленные мелкие зерна темноцветных минералов, нередко подчеркивающих слоистость (обр. 603, 603А). Аргиллиты голубовато-серые, сильно выветрелые. Мощность 3–3.2 м.
4. Массивные розовато-серые гравелиты, участками сильно выветрелые, и зеленовато-серые крупно- и мелкозернистые песчаники

- с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов темно-серого цвета. Слоистость горизонтальная, нередко подчеркивается зернами глауконита хорошей сохранности, реже косая (обр. 604, 604А, 604Б). Глауконит развит повсеместно. Мощность 1.2 м.
5. Глауконитовые разномерные песчаники (от грубо- до мелкозернистых), участками алевритистые, из которых отобрана проба (обр. 595). Выше залегают светло и темно-серые тонко-микрослоистые алевролиты с примесью карбонатов, переслаивающиеся с алевритистыми карбонатами (кальцит, доломит), по поверхностям напластования — зерна глауконита (обр. 596). Мощность 1 м.
 6. Известняки тонкозернистые буровато-серые и серые с примесью кварца, прослоями с глауконитом, оолитами, редкими обломками раковин, мелкозернистым доломитом (обр. 594Д1–3). Выше по разрезу — розовато-серые крупнозернистые песчаники и гравелиты с мелким глауконитом (≤ 0.1 мм) (обр. 594Д). Мощность 1 м.
 7. Тонко-микрозернистые (микритовые) и мелко-тонкозернистые известняки, содержащие мелкораквинную фауну и оолиты, среди которых встречаются редкие тонкие слойки доломитов, а также прослойки зеленовато-серых мелкозернистых и разномерных глауконитовых песчаников и аргиллитов. Слоистость тонкая (до микро) волнистая и горизонтальная (мощность слойков 2–5 мм) (обр. 594Б–Г). Мощность 2 м.
 8. Песчаники зеленовато-серые разномерные, участками гравелистые, известковистые, с прослоями и линзами оолитовых песчано-алевритовых известняков. Глауконит в породах развит повсеместно. По неровным поверхностям напластования со следами размыва, которые подчеркиваются сильно выветрелой глауконитовой породой, участками развивается гематит и вторичная кальцитизация. Слоистость горизонтальная, волнистая, линзовидная и косая. Встречаются редкие обломки раковин и тонкие слойки темноцветных минералов (обр. 594, 594А). Проба глауконита отобрана в верхней части пачки из обломочно-оолитового известняка и разномерного известкового песчаника (обр. 594). Мощность 1.5 м. Общая мощность пачек (1–8) ~13 м.
 9. Эркекетская свита. На неровной с карманами поверхности вышеописанных сероцветных пород чускунской свиты залегают известняки, окрашенные в кирпично-бурые, реже — зеленовато-серые цвета. Карманы заполнены известняковыми конгломератами (гальки — до 3–4 см) (обр. 593), на которые сверху залегают тонкоплитчатые глинистые известняки (обр. 592А), выше которых отобрана проба глауконита (обр. 592). Известняки разномерные (от микритовых до мелкозернистых), с неровными поверхностями наложения, с ходами илоедов и многочисленными органическими остатками. Мощность изученной части свиты ~2 м.

Разрез второй, р. Оленек

1–8. Чускунская свита.

1. Алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями оолитовых песчано-алевритистых известняков в разной степени глауконитовых, участками ожелезненных. В алевролитах и песчаниках слоистость преимущественно тонкая (косая, горизонтальная) и часто подчеркивается мелкими зернами темноцветных минералов (обр. 606/3, 606/3А, 606/3Б). В нижней части пачки массивные грубо- и крупнозернистые участками гравелистые песчаники, в которой также встречаются прослойки обломочно-оолитовых известняков (обр. 606, 606А, Б). Мощность 3.2–3.5 м.
2. Переслаивание светло-зеленовато-серых и темно-серых глауконитовых песчаников, алевролитов и оолитовых известняков. Породы тонкослоистые, со слойками темноцветных зерен (обр. 606/4, 606/5, 606/4А–Г). Пробы глауконита взяты по простиранию в 10 м друг от друга из прослоев обломочно-оолитовых известняков и песчаников (обр. 606/4, 606/5). Мощность 1 м.
3. Пачка плитчатых (1–3 см) тонкослоистых сильно глинистых алевролитов прослоями с глауконитом. Породы горизонтально-, косо- и волнисто-слоистые (мощность слойков от 6–5 мм до <1 мм). Наблюдаются

- следы перемешивания осадка, ходы червей (обр. 606/4Д–Ж). Мощность 1 м.
4. Задерновано. Мощность около 3 м.
 5. Обломочно-оолитовые известняки, плотные, глауконитовые, дают четкий уступ в рельефе, характеризуется линзовидно-волнистой и волнистой слоистостью (обр. 607, 607А, Б). Проба глауконита взята в ~0.5 м от подошвы пачки (обр. 607). Мощность 1.5 м.
 6. Сильно выветрелый известняк с многочисленными скоплениями мелкораквинной фауны. Порода розовато и серо-зеленая, пестрая, с незначительным количеством глауконита (обр. 607В). Мощность 0.7 м.
 7. Задерновано. Мощность около 1 м.
 8. Разнозернистый песчаник, известковый, участками гравелистый, с линзами и прослоями оолитового известняка. Породы дают четкий уступ в рельефе. Они светло- и желтовато-серого цвета с зеленоватым оттенком, глауконитовые, нередко ожелезненные (обр. 608А–В). Обр. 608В взят из пограничных слоев описанных песчаников и вышележащих эркекетских известняков. На контакте песчаников и известняков в карманах встречаются плоскогалечные конгломераты, как и на р. Хорбусуонке. Мощность около 1.5 м. Общая мощность пачек (1–8) ~13 м.
 9. Эркекетская свита. Породы свиты аналогичны описанным на р. Хорбусуонке. Это кирпично-бурые и зеленовато-серые глауконитосодержащие известняки (обр. 608Г). В 0.5 м выше границы изучен бледно-зеленый глинистый известняк (обр. 608Д). Мощность 2 м.

Разрез третий, бассейн р. Дебенгды

Кирпично-бурые и зеленовато-серые глауконитосодержащие органогенные известняки из основания эркекетской свиты в верховьях р. Хары-Яллах (см. рис. 1, точка 3), сходны с вышеописанными на реках Хорбусуонка и Оленек (обр. 1783).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глауконитосодержащие породы кроме оптического изучения, анализировались с использованием сканирующей электронной микроскопии

(СЭМ) с микрозондовой приставкой, а также рентгеновского анализа, включая изучение отдельных минералов (железистых, карбонатных, глинистых и др.). Глауконитовые зерна изучались теми же методами, а также с помощью химических и микрозондовых анализов, мессбауэровской спектроскопии, методами изотопно-геохронологического анализа; их методики описаны ранее [Ивановская и др., 2012; Зайцева и др., 2016, 2018]. В зависимости от количества материала образцы изучались с разной степенью детальности.

Зерна глауконита выделялись из пород обычным способом [Ивановская и др., 2012]. Размерные фракции зерен в пяти образцах (обр. 592, 595, 1175/32, 607, 1783) делились в тяжелых жидкостях по методу страт, а также обрабатывались ультразвуком. Здесь же отметим, что зерна слоистых силикатов в образцах 594Д1, 596, 608В, 606/4 и 606/3А изучались вместе с вмещающей породой только в шлифах (петрографических и полированных).

Полный силикатный микроанализ получен для обр. 1175/32, 607 и 1783 (аналитик К. А. Степанова), количественный анализ катионного состава проводился с помощью микрозондовых исследований отдельных зерен обр. 595. Он выполнялся на рентгеновском микроанализаторе "Camebax" Г. В. Карповой. Исследование микроструктур глауконита в полированных шлифах, в отдельных зернах и на участках вмещающей породы, а также полуколичественный анализ катионного состава глауконитовых зерен и окружающих их минералов осуществлялись с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) CamScan MV-2300, снабженного энергодисперсионной приставкой INCA-200 (Oxford-Instrument) (обр. 592, 594, 594Г, 594Д1, 596, 595, 598, 599, 1175/32, 608В, 607, 606/4, 606/5, 606/3А). Микроанализ проводился в точке размером 1 мкм².

Уточнение соотношения катионов двух- и трехвалентного железа в 2:1 слоях диоктаэдрических слоистых силикатов с помощью метода мессбауэровской спектроскопии проводилось для обр. 1783 (эркекетская свита), а также для обр. 595, 1175/32 и 607 (чускунская свита). Для остальных 10 вышеуказанных образцов оно принималось условно. Для обр. 592 (эркекетская свита) это соотношение считалось равным тако-

вому в обр. 1783 из эркекетской свиты (0.12), для образцов из чускунской свиты в первом и втором разрезах оно рассчитывалось по данным, полученным для образцов 595 и 607 из этой же свиты (0.17 и 0.26, соответственно).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая характеристика пород

В двух изученных разрезах маттайской и чускунской свит, мощностью около 13 м, расположенных в 36 км друг от друга, глауконит встречается в терригенных отложениях, в сероцветных известняках и в их переходных разностях, а также в редких прослоях доломитизированных известняков (рис. 3–5). В эркекетской свите глауконитсодержащие породы представлены преимущественно кирпично-бурыми детритовыми известняками, а на границе с чускунской свитой — и известняковыми конгломератами аналогичного цвета. Рентгеновские и микронзондовые исследования изученных пород позволили уточнить их минеральный состав, который представлен в табл. 1. Рассмотрим кратко их особенности.

Известняки. Породы, как правило, содержат глауконитовые зерна, пленки органического вещества (в дальнейшем — ОВ), песчано-алевритовую примесь кварца (5–50%) и более редких полевых шпатов, оолиты, а также на некоторых уровнях — обломки раковин, рудные и глинистые минералы и др. (см. рис. 3, 4а–4г). Основную массу в них составляет микритовый (микро-тонкокристаллический), мелко-тонкокристаллический и яснокристаллический кальцит.

Разнозернистый кальцит (от крупно- до микророзернистого) в разной степени замещает глауконит, оолиты, а также терригенные зерна. В первом и втором разрезах (пачки 1, 6–8 и 1, 2, 5, 6, 8) глауконитовые зерна разной формы, в том числе глобулярной, и их реликты встречаются внутри оолитов. Во втором разрезе (пачка 5) детально изучались зерна, выделенные из оолитов и вмещающего известняка (обр. 607) (см. рис. 2, 4а, 4б).

Известняковые конгломераты заполняют карманы на границе чускунской и эркекетской свит (обр. 593, 608В). Гальки (от 1–4 до 15 см) представлены в основном разноцветными

микро-тонкокристаллическими известняками (светло- и темно-серыми, розовато-буроватыми, желтоватыми и др.), нередко с включениями крупных зерен кварца и глауконита, а также оолитов, иногда гальки сходны с нижележащими породами. В цементе конгломератов — разнозернистые известняки и кварцевые известковые песчаники, гравелистые, с оолитами и зёрнами глауконита разного размера.

Микронзондовые данные показали, что кальцит, слагающий основную массу и цемент в обломочных известняках, а также оолиты, практически не содержит изоморфных примесей, а доломиты представлены преимущественно Fe-, реже Fe-Mn разновидностями, чистый доломит встречается спорадически (см. табл. 1).

Доломиты и Fe-доломиты. Доломиты встречаются только в известняках эркекетской свиты, где они слагают причудливые остроугольные обломки, по краям замещенные кальцитом (обр. 592А, 592) (см. табл. 1, рис. 5е). Мелкозернистый Fe-доломит в виде незначительной примеси (до следов) фиксируется на разных стратиграфических уровнях в обоих разрезах. Преобладает минерал в отдельных карбонатных прослоях чускунской свиты, где кальцит встречается или в виде незначительной примеси (обр. 594ДЗ, 596), или переслаивается со слоями Fe-доломита (обр. 594В) (см. табл. 1, рис. 5з). Fe-доломит в этих породах может быть как нейтрален по отношению к зернам глауконита, так и почти нацело замещать их (см. рис. 4д, 4е). Крупно-среднезернистый Fe-доломит встречается в известняках в виде отдельных скоплений и замещает кальциевые оолиты и другие минеральные образования (обр. 608В, 607, 594, 594В и др.) (см. рис. 5б).

По рентгеновским данным кальцит, доломит и Fe-доломит определялись по нескольким основным рефлексам, характерным для этих минералов, которые фиксируются на дифрактограммах неориентированных образцов (3.85, ~3.03, 2.28, 2.094, 1.91, 1.87 Å; 2.885, 2.192, 1.79 Å и 2.903–2.917, 2.206, 1.801 Å, соответственно). При анализе дифрактограмм неориентированных препаратов изученных образцов основное внимание уделялось значениям межплоскостных расстояний карбонатов в области $d(104)$. В изученных образцах для доломита самый интенсивный рефлекс равен 2.88–2.89 Å, а у до-

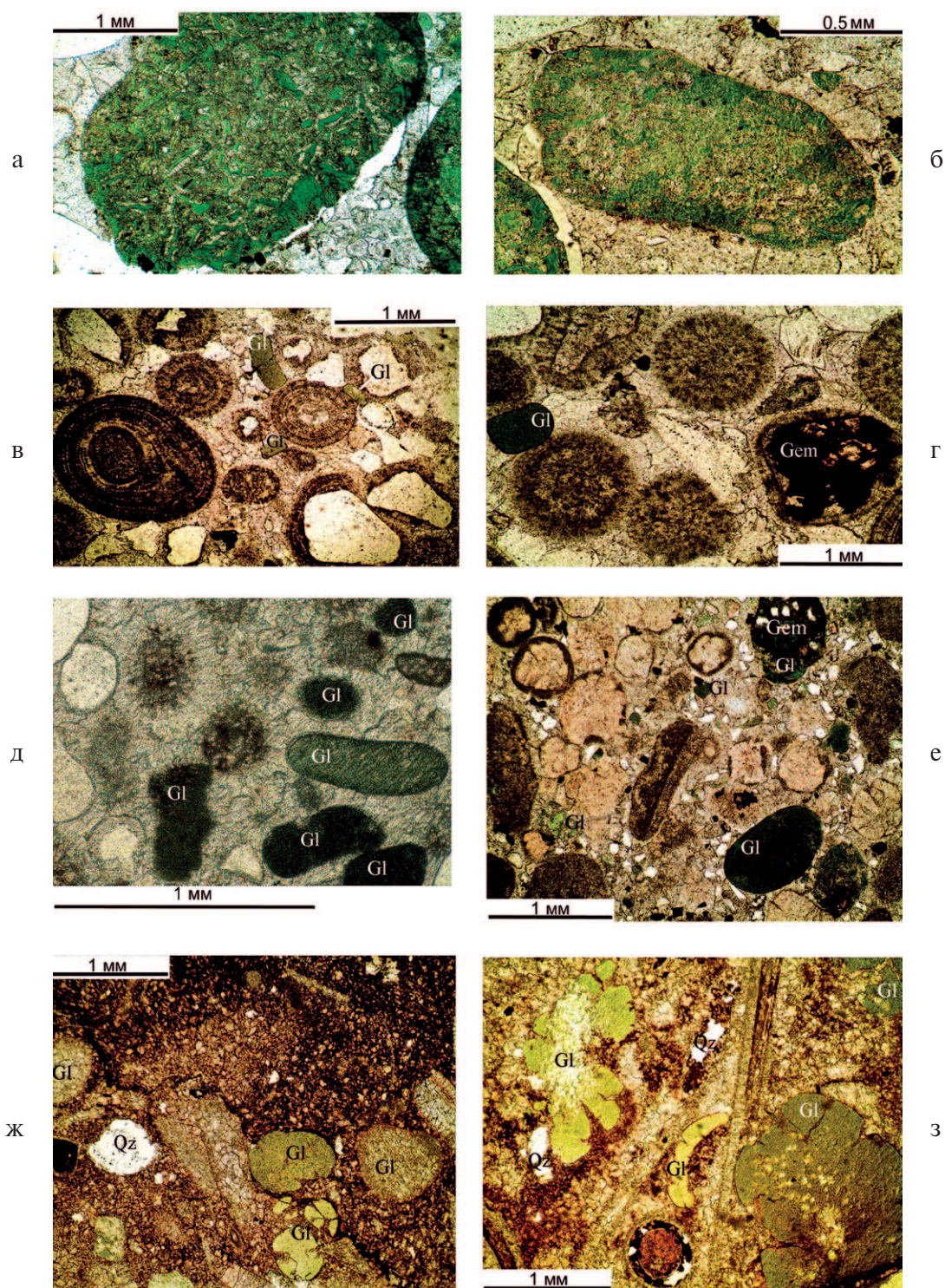


Рис. 3. Глауконитовые зерна в известняках маттайской (а, б), чускунской (в–е) и эркекетской (ж, з) свит. Фотографии шлифов. Неполаризованный свет.

а, б — окатанные зерна глауконита гравелистой и песчаной размерности в линзе известняка (обр. 1175/32); в, г — обломочно-оолитовый известняк с песчано-алевритовой примесью и глауконитом (обр. 599); д — обломочно-оолитовый известняк с зернами глауконита неправильной и глобулярной формы зеленого и темно-зеленого цвета (обр. 594); е — обломочно-оолитовый известняк с крупной темно-зеленой глобулей; в верхней части шлифа глауконит почти нацело замещен гематитом; оолиты в разной степени перекристаллизованы (обр. 606/4а); ж, з — детритовые известняки с глауконитовыми глобулями мозговидной и округлой формы зеленого цвета разной интенсивности и оттенков (обр. 592 и 608В, соответственно); в обр. 608В — глауконитизированная створка раковины. Gl — глауконит, Qz — кварц, Gem — гематит (здесь и далее).

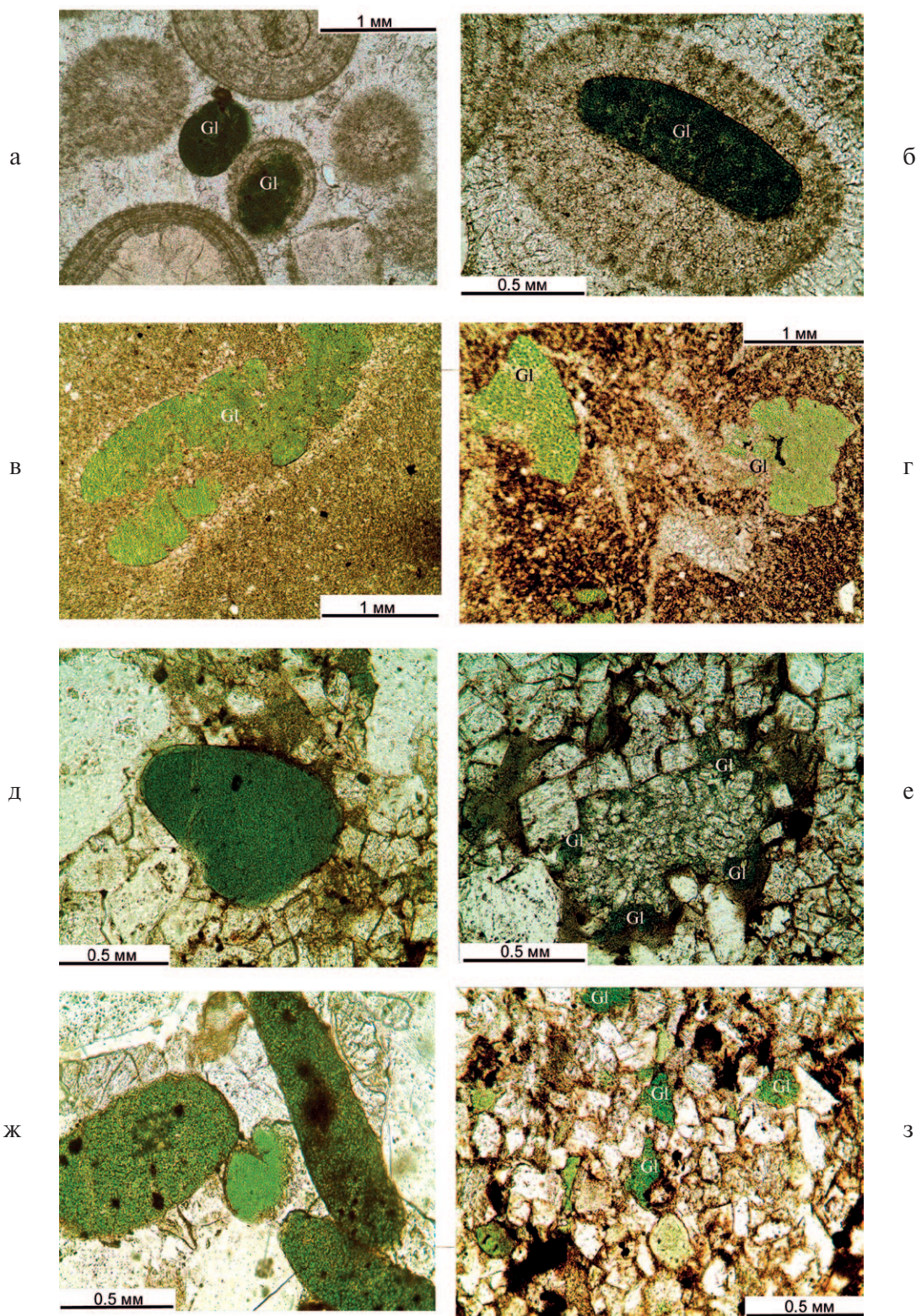


Рис. 4. Глауконитовые зерна в терригенно-карбонатных породах чускунской (обр. 607, 594В, 595, 596) (а, б, д–з) и эркекетской (обр. 1783) (в, г) свит. Фотографии шлифов. Неполаризованный свет.

а, б — глауконитовые глобулы в онколитах и вмещающем известняке (обр. 607); в, г — кирпично-красные детритовые известняки с глауконитовыми зёрнами разного размера, формы и степени сохранности (обр. 1783); д, е — в слоях Fe-доломита зерно глауконита с нейтральными контактами (д) и почти нацело замещенное этим минералом (е) (обр. 594В); ж — разномерный кварцевый песчаник с мозаичной структурой (обр. 595) с глауконитовыми зёрнами зеленого цвета разной интенсивности (темные включения внутри них — гематит); з — кварцевый алевролит с глауконитом (обр. 596).

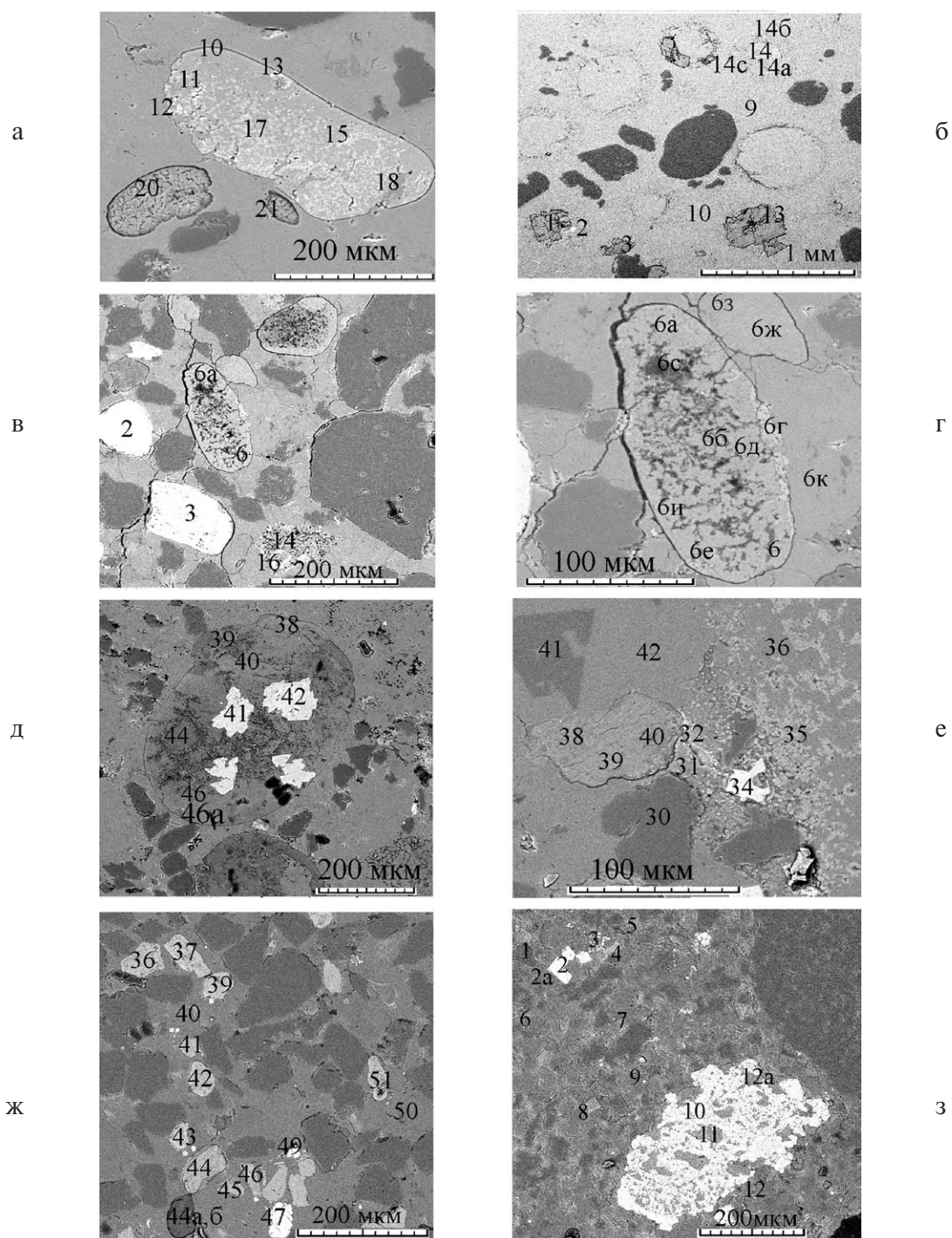


Рис. 5. Глауконитовые зерна разной степени сохранности в терригенно-карбонатных породах чускунской (обр. 607, 598, 606/4, 606/3, 596) (а–д, ж) и эркекетской (обр. 592) (е) свит. Полированный шлиф. СЭМ.

а, б — глауконитовые зерна в известняке с примесью кварцевых зерен (кварц темно-серый, здесь и далее) (обр. 607) (а — анализы 10, 15, 20, 21 — глауконит, ан. 11 — фосфат, ан. 17, 18 — кальцит, ан. 12 — пирит, ан. 13 — гематит; б — ан. 1, 3, 13 — Fe-доломит с примесью кальцита, ан. 2 — сидерит, ан. 9, 10 — кальцит, ан. 14 — глауконит, ан. 14а — глауконит с примесью фосфата, ан. 14б, с — кальцит); в — глауконитовые зерна в обломочном известняке (ан. 2, 3 — ильменит, ан. 6, 6а — глауконит, ан. 14 — кальцит, ан. 16 — фосфат) (обр. 598); г — фрагмент шлифа обр. 598 при большем увеличении (ан.: бд, и, з, ж — глауконит, ан. 6с — ОВ, ан. 6г — фосфат, ан. 6е, к — кальцит); д — зерно глауконита в обломочно-оолитовом известняке (обр. 606/4) (ан. 38, 39, 44, 46 — глауконит, ан. 41, 42 — гематит, ан. 46а — микрокристалл пирита); е — детритовый известняк с глауконитом (обр. 592) (ан. 38, 39, 40 — глауконит, ан. 34 — ильменит, ан. 41 — доломит, ан. 31, 36, 42 — кальцит, ан. 32, 35 — фосфат); ж — песчаник алевритовый известковый (обр. 606/3) (ан. 44а, б — глауконит, ан. 41, 45 — TiO_2 (рутил), ан. 36, 37, 39, 42, 43, 45, 51 — ильменит, ан. 47 — ксенотим, ан. 49 — циркон, ан. 40, 50 — кальцит); з — алевролит песчанистый (обр. 596) (ан. 1, 2а, 11, 12, 12а — глауконит, ан. 8 — анатаз, ан. 2, 3, 10 — пирит, ан. 7 — кальцит, ан. 6, 5, 9 — Fe-доломит с примесью кальцита, ан. 4 — фосфат).

Таблица 1. Состав изученных образцов по рентгеновским и микронзондовым данным

№ п/п	№ пачки	№ образца	Порода	Минеральные компоненты	
				основные	второстепенные
Разрез первый, р. Хорбусуонка					
1	9	592	Известняк детритовый с глауконитом	Кальцит	Кварц, пш, слюда, хлорит, доломит*, ОВ., ильменит, пирит, циркон, гематит, гетит
2	9	592А	Известняк глинистый	Кальцит, апатит	Доломит, слюда, хлорит
3	8	594	Песчаник и известняк с оолитами и глауконитом	Кварц, кальцит	Fe-доломит*, фосфат, ильменит, рутил, гематит
4	8	594А	Известняк оолитовый и доломит	Кальцит, Fe-доломит	Кварц
5	7	594Г	Известняк детритовый с оолитами	Кальцит	Fe-доломит*, кварц*, пирит, гематит, фосфат
6	6	594Д	Гравелит с глауконитом	Кварц	Кальцит, Fe-доломит, гематит, ильменит
7	6	594Д1	Известняк с оолитами и глауконитом	Кальцит	Кварц, ильменит, пирит, фосфат, гематит
8	6	594Д2	Известняк алевритовый	Кальцит	Кварц, Fe-доломит*, слюда*, хлорит*, анатаз
9	6	594Д3	Доломит	Fe-доломит	Кальцит, кварц, пш*, пирит, циркон, гематит, фосфат
10	5	596	Алевролит песчанистый глауконитовый	Кварц	Кальцит*, Fe-доломит*, пш, слюда, хлорит, анатаз пирит***, фосфат
11	5	595	Песчаник глауконитовый	Кварц	Кальцит, Fe-доломит*, пш, фосфат, пирит, гематит, ОВ., рутил, слюда, хлорит
12	4	604	Гравелит песчанистый	Кварц	Fe-доломит, пш, гематит
13	4	604А	Песчаник с глауконитом	Кварц	Анатаз, гематит, Fe-доломит*
14	3	603	Алевролит песчанистый глинистый глауконитовый	Кварц	Fe-доломит***, кальцит*, хлорит, слюда, ильменит, рутил, пирит, гематит
15	3	603А	Песчаник алевритистый известковый глауконитовый	Кварц	Кальцит, Fe-доломит*, хлорит, слюда, ильменит, рутил, пирит, гематит
16	2	598	Известняк обломочный глауконитовый	Кальцит	Кварц, ильменит, анатаз, циркон, пирит, фосфат, ОВ., рутил
17	2	597	Песчаник, известняк с глауконитом	Кварц, кальцит	Fe-доломит*, пш, анатаз, ильменит, рутил
18	2	599Г	Глинистый алевролит и песчаник с глауконитом	Кварц	Кальцит, Fe-доломит, пш, хлорит, слюда, фосфат*, анатаз

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	№ пачки	№ образца	Порода	Минеральные компоненты	
				основные	второстепенные
19	1	599Б	Песчаник гравелистый	Кварц	Кальцит, Fe-доломит, кварц
20	1	599	Известняк обломочно-оолитовый глауконитовый	Кальцит	Кварц, Fe-доломит*, апатит, ильменит, рутил, циркон, ОВ, гематит
21	1	1175/32	Известняк глауконитовый	Кальцит	Кварц*, апатит, пирит
Разрез второй, р. Оленек					
22	9	608Д	Известняк глинистый	Кальцит	Кварц, пш, Fe-доломит, хлорит > слюды
23	9	608Г	Известняк органогенно-обломочный с глауконитом	Кальцит	Кварц, слюда, хлорит
24	8	608В	Известняк обломочно-оолитовый глауконитовый	Кальцит	Кварц, Fe-доломит*, апатит, ильменит, циркон, рутил, сидерит*, ОВ
25	5	607	Известняк обломочно-оолитовый глауконитовый	Кальцит	Кварц, Fe-доломит, пирит, ильменит, сидерит, монацит
26	5	607	Оолиты карбонатные	Fe-доломит	кальцит
27	3	606/4Е	Алевролит глинистый с глауконитом	Кварц	Хлорит > слюды, Fe-доломит, пш, гематит
28	2	606/4	Известняк обломочно-оолитовый глауконитовый	Кальцит	Кварц, Fe-доломит*, пш, гематит***, пирит, апатит, ильменит***, рутил***, гематит
29	2	606/5	Известняк обломочно-оолитовый глауконитовый	Кальцит	Кварц, фосфат, пирит, гематит
30	1	606/3А	Песчаник алевритовый оолитовый глауконитовый	Кварц	Кальцит***, Fe-доломит, пш*, ильменит, рутил, циркон, пирит, гематит, ксенотим
31	1	606/3	Алевролит песчанистый глауконитовый	Кварц	Fe-доломит, кальцит, пш, ильменит, рутил, циркон, гематит
32	1	606А	Песчаник грубозернистый	Кварц	Кальцит, фосфат*, слюда*, хлорит*
Разрез третий, р. Хары-Яллах					
33		1783	Известняк детритовый глауконитовый	Кальцит	Fe-доломит, гематит***, ильменит***

Примечание. *** — содержание компонентов высокое, * — в виде следов (рентгеновские данные). Сокращения: пш — полевые шпаты, ОВ — органическое вещество.

ломитов с повышенным содержанием оксидов Fe ($\text{FeO} = 3.93\text{--}14.52\%$), а иногда и Mn ($\text{MnO} = 0.59\text{--}4.44\%$), рефлексы изменяются от 2.903 до 2.917 Å. Такие породы относятся к Fe-доломитам [Васильева, Васильев, 1980; Rolli et al., 1996].

Таким образом, среди изученных карбонатных пород с разным содержанием терригенной примеси наиболее развиты обломочно-оолитовые известняки с глауконитом, реже встречаются детритовые и глинистые известняки, а также известняковые конгломераты с глауконитом. Спорадически встречаются доломитизированные известняки.

Терригенные породы. Среди терригенных отложений выделяются гравелиты (обр. 594Д, 604), а также песчаники — грубозернистые (обр. 606А), разнозернистые (от грубо- до мелкозернистых) (обр. 594, 595, 599Б, 608В и др.) и мелкозернистые (обр. 597, 604А, 606/3А и др.). Песчаники (грубо и разнозернистые) могут быть в разной степени обогащены гравийным материалом (2–10 мм), а иногда содержать не только гравий, но и отдельные крупные (до 12 см по длинной оси) гальки известняков и тонко-мелкозернистых песчаников (обр. 598А). В обоих разрезах также встречаются алевролиты, которые в первом из них слагают прослой со второй по четвертую пачки, а во втором разрезе — с первой по третью пачки (см. рис. 2, рис. 4з, рис. 5з, табл. 1).

Породы кварцевые и полевошпат-кварцевые, с примесью кальцита (5–50%), иногда глинистые, в разной степени глауконитовые, с редкими пластинками биотита и мусковита. Они иногда содержат оолиты (обр. 594, 606/3А), полуокатанные и окатанные зерна оолитовых известняков, фосфатов и кремней, а также рудные минералы. Роль цемента выполняет глауконит, карбонаты (кальцит, Fe-доломит), тонкодисперсные слоистые силикаты (слюда и (или) хлорит) и железистые минералы (поровый, базальный и пленочный типы цементации). Аутигенный кварц в виде цемента встречается только в песчаниках первого разреза (обр. 604А, 595). В этих породах главную роль играют конформно-регенерационные структуры. В остальных образцах такие структуры встречаются редко, т.к. в них широко развит карбонатный и (или) глинистый цемент. Крупнозернистый карбонат

(кальцит, Fe-доломит) образует в породах поровый и базальный цемент, наиболее развитый в прослоях гравелитов и крупнозернистых и разнозернистых песчаников, нередко с гравелистой примесью (обр. 604, 604Б, 599Б, 606А).

Основные типы терригенных пород представлены гравелитами и гравелистыми песчаниками с известковой примесью, известковистыми глауконитовыми песчаниками с мозаичной структурой, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с многочисленными рудными прослоями и (или) с глинистой составляющей.

Терригенно-карбонатные породы слоистые (от грубых до микро и тонких разностей) и массивные. Слоистость пород — горизонтальная, волнистая, косая, волнисто-косая. Она подчеркивается разным размером и содержанием терригенных зерен, разным содержанием и составом карбонатных, глинистых и рудных минералов и др.

Глинистая составляющая в 11 образцах разного литологического типа представлена диоктаэдрическими слюдистыми минералами и триоктаэдрическим хлоритом (см. табл. 1). В хлорите интенсивность четных порядков выше интенсивностей нечетных, что свидетельствует о повышенном содержании катионов Fe^{2+} в структуре минерала. Слюдистые минералы по параметрам элементарной ячейки b (9.04–9.06 Å) относятся к диоктаэдрическим Al-Fe разновидностям.

Таким образом, изученные терригенно-карбонатные породы в целом претерпели вторичные изменения на уровне начального и глубинного катагенеза. На это указывают конформно-регенерационные структуры песчаников и алевролитов с незначительным содержанием глинистой и карбонатной составляющей, а также характерная ассоциация глинистых минералов — диоктаэдрической слюды и триоктаэдрического хлорита, которая отмечается в песчаниках, алевролитах и известняках (см. табл. 1).

Рудные минералы. Для пород нижней части разрезов (пачки 1–3) характерно широкое развитие темноцветных слойков. Они обычно состоят из зерен ильменита и в меньшей степени — рутила, анатаза, лейкоксена, циркона и др. Эти зерна распределяются не только послойно, но и хаотично, и встречаются как в терригенных, так и в карбонатных породах изученных свит

(см. табл. 1, рис. 5в, 5е, 5ж). Наиболее высокое содержание зерен встречено в прослоях алевролитов (обр. 603, 606/3) и мелкозернистых песчаников (обр. 603А, 597, 606/3А) (см. рис. 5ж), реже — в известняках (обр. 599, 599А, 606/4, 606/4Б) (разрез 1, 2, пачки 1–3). В виде редких зерен разного размера обнаружены сидерит (обр. 607, 608В), ксенотим (обр. 606/3А) и монацит (обр. 607) (см. рис. 5б, 5ж).

Пирит в породах образует фрамбоиды, отдельные микрокристаллы и их скопления, а также встречается в виде микровключений внутри глауконитовых зерен (см. рис. 5а, 5д). Иногда он замещает их почти до полных псевдоморфоз (обр. 596) (см. рис. 5з). Гематит широко развит в изученных образцах, где он может замещать как цементную массу, так и другие минералы. Так, в частности, по пириту, ильмениту и Fe-доломиту нередко развивается гематит, кристаллы которого в разной степени замещают и глауконитовые зерна (см. рис. 3г, 3е, 4ж, 5д). В основании эркекетской свиты встречается гетит, где он также может замещать глауконит, зерна которого на этом стратиграфическом уровне являются наиболее выветрелыми (обр. 592, 608В).

Фосфаты представлены минералами группы апатита (в дальнейшем — апатит). Апатит в отдельных прослоях терригенных и карбонатных пород образует тонкие прерывистые каемки (2–10 мкм) вокруг терригенных зерен кварца, ильменита и других минералов, а также замещает глауконитовые зерна и кальцит (обр. 592, 594, 594Д1, 595, 598, 599, 1175/32, 607 и др.) (см. рис. 5а–5г). Кроме того, апатит в породах слагает отдельные полуокатанные и окатанные зерна (0.1–0.4 мм), а также обломки раковин вместе с кальцитом. В известняках эркекетской свиты апатит также присутствует в виде тонкодисперсных выделений разной формы и размеров (см. рис. 5е).

Минералогические особенности глауконитовых зерен

Глауконит в терригенно-карбонатных породах изучался в виде зерен разного размера и формы, а также цементной массы. В оолитах, как отмечалось, в первом и втором разрезах (пачки 1, 6–8 и 1, 2, 5, 6, 8) глауконитовые зерна нередко выполняют центральную часть

(ядро) (см. рис. 4а, 4б, 5б), а тонкодисперсный глауконит выполняет в них отдельные концентрические слои. Он замещает в разной степени органические остатки вплоть до полных псевдоморфоз (обр. 592, 594 и др.). Глауконитовые зерна в породах распределяются хаотично, а реже подчеркивают слоистость, часто неясную; их содержание в породах колеблется от <1–3 до 10–15%.

Форма зерен глобулярная (округлая, овальная, почковидная, мозговидная, эллипсоидальная, уплощенная и др.) и неправильная (полуугловатая, угловатая и др.). Неправильная нередко причудливая форма является результатом взаимодействия глобуль с окружающими карбонатными минералами (кальцит, реже Fe-доломит) и кварцем, а угловатые зерна образуются в процессе перемива глауконитсодержащих отложений (см. рис. 3–5). Мозговидная форма, наряду с неправильной, развита в эркекетской свите (обр. 592, 608В, 1783) (см. рис. 3ж, 3з, 4г), а в обр. 1175/32 округлая, неправильная форма и причудливая форма зерен связана, прежде всего, с разной степенью их окатанности (см. рис. 3а, 3б).

Цвет зерен зеленый различной интенсивности (см. рис. 3, 4). Внутренняя часть зерен часто более светлая, чем краевая темно-зеленая зона, а иногда зеленовато-желтая, при замещении глауконита гетитом (обр. 592). Окраска поверхности может быть равномерной и (или) пятнистой — темно- и светло-зеленой (до белесого), что связано с замещением глауконитовых глобуль кальцитом (обр. 598, 599, 607 и др.) и с почти полной глауконитизацией известняка (обр. 1175/32). Поверхность зерен гладкая и (или) неровная, часто разбита трещинами, которые заполнены различными минералами (кварцем, апатитом, кальцитом, гематитом и др.).

Размер зерен изменяется от <0.1 до 1.0 мм, в образцах 606/3А, Б, 606/4А–Г встречаются отдельные разности более 1 мм (до 1.8 мм по длинной оси), а в обр. 1175/32 — до 3 мм. Детально изучались следующие размерные фракции (мм): 1.0–0.4 (обр. 1175/32), 0.63–0.4 (обр. 592, 606/5), 0.63–0.315 (обр. 595), 0.4–0.315 (обр. 598), 0.4–0.2 (обр. 607), 0.315–0.2 (обр. 594, 599). В полированных шлифах анализировались зерна размером (мм): 0.4–0.2 (обр. 608В), 0.6–0.06 (обр. 606/4), 0.2–0.08 (обр. 596), 0.07–0.05 (обр. 606/3А), 0.25–0.15 (обр. 594Д1).

Плотность зерен в образцах 1175/32, 592, 1783, 607 и 595 в целом колеблется от 2.5 до ≥ 2.9 г/см³, при переходе от легких к тяжелым фракциям интенсивность зеленого цвета несколько возрастает. Зерна плотностью ~ 2.9 и ≥ 2.9 г/см³ характеризуются высокими содержаниями апатита (обр. 1175/32, 607), а также примесью гетита (обр. 592: 0.63–0.4 мм, ~ 2.9 г/см³).

Внутреннее строение зерен в целом беспорядочное, обусловленное хаотичным расположением микрокристаллов, гомогенные зерна встречаются редко, практически во всех образцах развиты преимущественно гетерогенные разности. Эта гетерогенность обусловлена структурными особенностями зерен, характером погасания, а главное — присутствием включений других минералов (пирит, апатит, кальцит, гематит и др.) и ОВ в их центральных и (или) краевых частях, а также по всей площади зерна (см. рис. 3–5, рис. 6).

Исследование внешней и внутренней поверхности зерен с помощью СЭМ показывает, что они сложены плавно изгибающимися, по-разному ориентированными микрокристаллами размером от 1–2, редко до 4 мкм, которые могут быть сгруппированы, образуя своеобразные скопления (см. рис. 6а–6г). Такая картина характерна для глауконита. В зернах обр. 1175/32 в одних участках пластинчатые микрокристаллы глауконита и скрытокристаллическая глауконитовая масса частично или полностью выполняют крупные параллельные пластины в смеси с кристаллами кальцита (см. рис. 6д). В других точках фиксируется массивная и губчатая микроструктура глауконита, нередко в смеси с кальцитом, на фоне которой располагается пленка ОВ (см. рис. 6е).

Рентгенографические данные

Анализ дифрактограмм, полученных от природных и насыщенных этиленгликолем ориентированных препаратов зерен, проведен согласно работам [Дриц и др., 1993; Ивановская и др., 2012]. Изученные образцы сложены смешанослойными слюда–сметит образованиями с относительно низким ($\leq 10\%$) и более высоким (10–20%) содержанием разбухающих слоев (обр. 594, 595, 598, 607 и обр. 592, 599, 1175/32, 606/5, 1783, соответственно). В обр. 595 фик-

сируются следы хлорита. В остальных образцах в качестве неглинистых примесей отмечаются апатит и (или) кальцит.

Смешанослойные образования характеризуются как неупорядоченным чередованием слюдяных и сметитовых слоев, так и тенденцией к их упорядочению (фактор ближнего порядка $R = 0$ и $R \geq 1$, соответственно), о чем свидетельствуют различные дифракционные особенности при насыщении этиленгликолем ориентированных препаратов. В первом случае на дифрактограммах наблюдается одно отражение в малоугловой области, которое смещено в сторону больших углов θ . При этом его значения d колеблются от 9.88 Å до 10.05 Å (обр. 592, 594, 595, 598, 1175/32, 607, 606/5, 1783). Во втором случае наблюдается расщепление первого малоуглового рефлекса на два с $d = 11.05$ Å и с $d = 9.72$ Å (обр. 599).

Анализ дифракционных картин от неориентированных препаратов изученных образцов позволил для двух из них (обр. 595, 11783) определить близкую степень структурного упорядочения. Так, на порошковых дифрактограммах этих образцов наблюдаются относительно низкие по интенсивности и широкие рефлексы с $d = 3.642$, 3.647 и 3.069, 3.084 Å, слабое отражение с $d \sim 4.34$ и 4.39 Å и небольшой перегиб в области $d \sim 4.12$, 4.15 Å. Подобная картина характерна для образцов со средней степенью упорядоченности [Дриц и др., 1993]. В остальных изученных образцах примесь кальцита и других минералов (кварца, гетита, фосфата и др.) не позволила определить степень их окристаллизованности. Параметр b минералов колеблется от 9.06 до 9.12 Å ($d(060) = 1.510$ – 1.520 Å), что свидетельствует об их глауконитовом составе.

Катионный состав

Кристаллохимические формулы диоктаэдрических слоистых силикатов рассчитывались на анионный каркас $O_{10}(OH)_2$ по данным полных силикатных микроанализов (обр. 1783, 607, 1175/32), количественного микронзондового анализа (обр. 595) и полуколичественных микронзондовых анализов (обр. 592, 594, 608В, 594Д1, 596, 606/4, 606/5, 598, 606/3А, 599). Расчеты проводились с учетом мессбауэровских

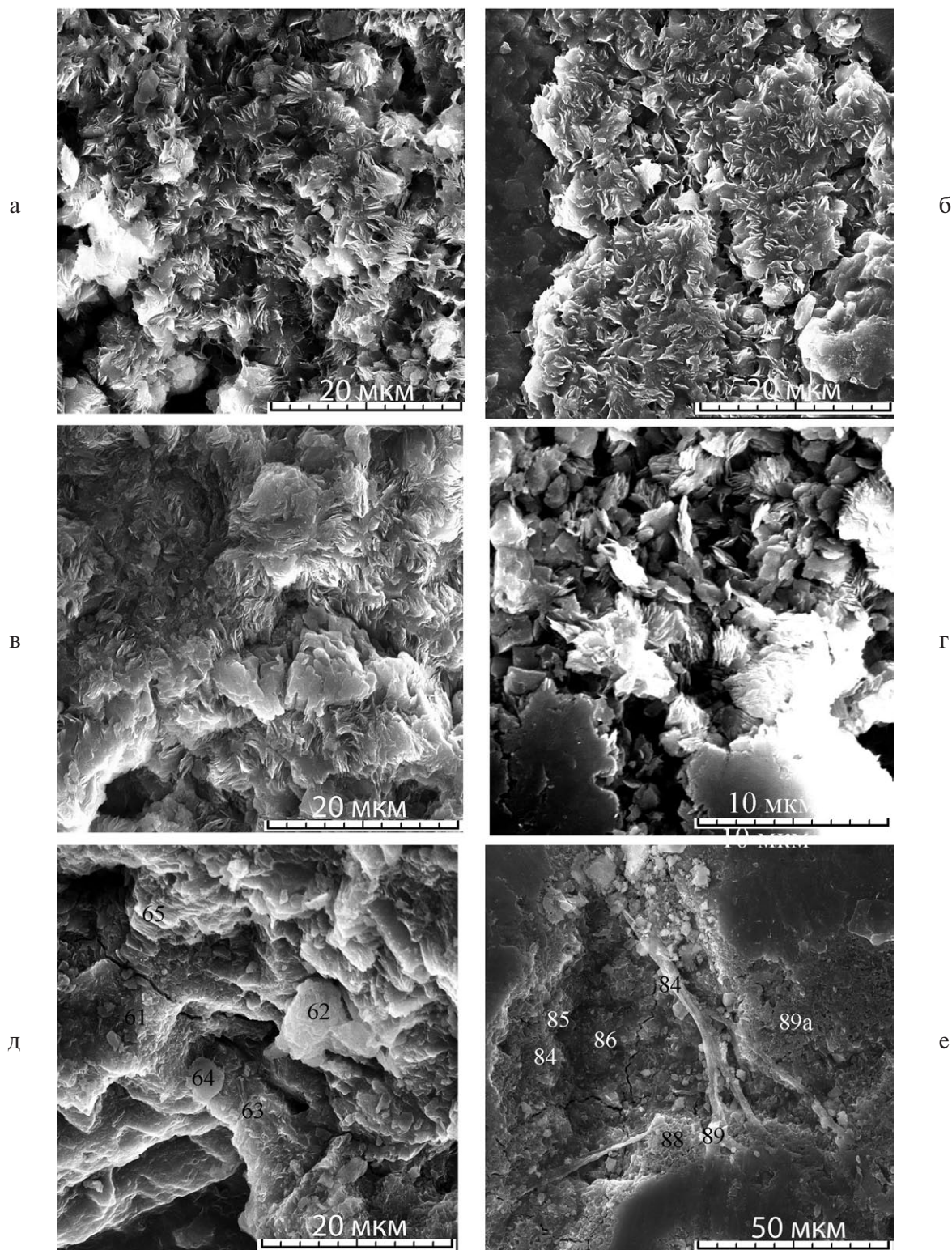


Рис. 6. Микроструктура глауконита в изученных зернах (СЭМ).

а, б — типичная спутанно-чешуйчатая микроструктура с тонкими микрокристаллами в зернах глауконита из песчаников и известняков (обр. 595 и 606/4, соответственно); в, г — более плотная чешуйчатая микроструктура с изолированными или сгруппированными микрокристаллами глауконита из известняков (обр. 599 и 607, соответственно), в обр. 599 почти в центре располагаются массивные кристаллы кальцита; д, е — в известняке обр. 1175/32 в одних участках (д) — пластинчатые микрокристаллы глауконита (ан. 62) и скрытокристаллическая глауконитовая масса (ан. 61, 63) частично или полностью выполняет крупные параллельные пластины в смеси с кристаллами кальцита (ан. 62, 64); в других (е) — массивная и губчатая микроструктура глауконита, нередко в смеси с кальцитом (1.45–2.56%) (ан. 84–86, 88, 89а), на фоне которой располагается пленка ОВ (ан. 87, 89).

Таблица 2. Химический состав изученных нижнекембрийских образцов (вес. %)

№ анализа	№ образца	№ зерна, мм	Плотность зерна, г/см ³	Оксиды						
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	Σ
Эркекетская свита										
1	592	0.63–0.4	~2.9	49.40	8.51	21.11	2.18	2.78	7.30	91.29
2	1783	0.63–0.2	2.6–2.7	48.44	9.12	19.81	2.05	2.90	7.77	90.36
Чускунская свита										
3	594	0.315–0.2	–	50.42	7.26	20.52	3.05	2.68	7.40	91.33
4	608B	0.4–0.2	–	49.83	7.11	18.98	4.44	2.79	7.39	90.53
5	594Д1	0.25–0.15	–	49.70	6.69	20.57	3.05	2.98	6.98	89.98
6	607	0.4–0.2	2.7–2.9	47.35	5.71	21.96	5.14	2.66	6.80	90.30
7	596	0.2–0.08	–	50.91	9.84	16.11	2.39	3.32	7.23	89.80
8	595	0.63–0.315	2.5–2.9	51.03	10.20	18.20	2.70	3.27	8.54	94.00
9	606/4	0.6–0.05	–	51.48	7.82	17.26	4.04	2.74	7.19	90.53
10	606/5	0.63–0.4	–	49.50	7.11	19.61	4.59	2.56	7.22	90.58
11	598	0.4–0.315	–	49.16	8.31	20.91	3.10	2.40	8.31	92.18
12	606/3A	0.07–0.05	–	51.81	14.20	11.67	2.73	2.67	7.03	90.11
13	599	0.315–0.2	–	50.47	12.14	15.13	2.25	2.83	7.49	90.31
14	1175/32	1.0–0.4	≥2.9	47.46	5.56	21.84	4.26	1.88	7.15	88.85

Примечание. Анализы приведены за вычетом содержаний воды. Ан. 2, 6, 14 — полный силикатный микроанализ после вычитания примесей (C_{орг}, CaCO₃ и Ca₃(PO₄)₂). Примеси кальцита и фосфата в ан. 2, 6 и 14, соответственно, равны 3.36 и 0.37; 12.69 и 5.17; 26.04 и 7.98%. Сумма приведена с учетом содержания следующих катионов (%): обр. 1783 — Na₂O = 0.27, обр. 607 — CaO и Na₂O = 0.29 и 0.39, обр. 1175/32 — CaO и Na₂O = 0.30 и 0.40; обр. 595 — CaO = 0.02 — микрозондовый количественный анализ катионного состава отдельных зерен. Расчеты анализов (1–14) проведены с учетом мессбауэровских данных. Проверк (здесь и далее) — нет данных.

данных (табл. 2, табл. 3). В изученных слоистых силикатах наблюдаются колебания содержаний трех- и двухвалентных катионов в октаэдрических сетках 2:1 слоев: Al — 0.94–0.16, Fe³⁺ — 1.28–0.63, Fe²⁺ — 0.33–0.13, Mg — 0.37–0.22 ф.е. (см. табл. 3). На основании данных по изоморфным замещениям Fe³⁺ и Al³⁺ в октаэдрах, согласно классификации Международных номенклатурных комитетов IMA NC и IAPEA NC [Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006] и работам [Коссовская, Дриц, 1971; Ивановская и др., 2012, 2015, 2017; Zviagina et al., 2017], среди этих силикатов выделяются глаукониты и Al-глауконит (^{VI}Al/(^{VI}Al + ^{VI}Fe³⁺) = 0.11–0.47 и 0.60, соответственно) (см. табл. 3, ан. 1–11, 13, 14 и 12, соответственно). Таким образом, изученные слюдистые минералы по степени алюминиевости образуют ряд от глауконита до Al-глауконита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оленекское поднятие в раннем кембрии располагалось в пределах Юдомо-Оленекского структурно-фациального региона, крупной структурной единицы, протягивающейся в виде полосы (шириной до 500 км) вдоль северо-восточной границы Сибирской платформы, в пределах которой в раннем и среднем кембрии существовали обстановки открытого моря [Конторович и др., 1999, рис. 2]. В течение раннего кембрия территория Сибирской платформы представляла собой эпиконтинентальный бассейн [Розанов, Хоментовский, 2008 и др.]. В начале раннего кембрия Сибирский мелководный эпиконтинентальный бассейн, куда входила и изученная территория, являлся центром происхождения и расселения основных групп фауны (гастроподы, хиолиты, брахиоподы, археоциаты) [Миссаржевский, 1980, 1982; Розанов,

Таблица 3. Кристаллохимические формулы изученных образцов

№ анализа	№ образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см ³	Катионы								Заряды			Fe ²⁺ / Fe ³⁺					
				тетраэдрические				октаэдрические				K _M	тетраэдрические	октаэдрические		межслоевые				
				Si		Al		Fe ³⁺		Fe ²⁺							Σ _{окт}	K	Ca	Na
				Si	Al	Al	Al	Fe ³⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ²⁺									
Эркекетская свита																				
1	592	0.63–0.4	~2.9	3.66	0.34	0.41	1.18	0.14	0.31	2.05	0.69	–	–	0.26	15.66	5.64	0.69	0.12		
2	1783	0.63–0.2	2.6–2.7	3.63	0.37	0.44	1.12	0.13	0.32	2.01	0.74	–	0.04	0.28	15.63	5.58	0.78	0.12		
Чускунская свита																				
3	594	0.315–0.2	–	3.74	0.26	0.38	1.15	0.19	0.30	2.02	0.70	–	–	0.25	15.74	5.55	0.70	0.17		
4	608B	0.4–0.2	–	3.75	0.25	0.38	1.07	0.28	0.31	2.04	0.71	–	–	0.26	15.75	5.54	0.71	0.26		
5	594Д1	0.25–0.15	–	3.75	0.25	0.34	1.17	0.19	0.34	2.04	0.67	–	–	0.23	15.75	5.58	0.67	0.17		
6	607	0.4–0.2	2.7–2.9	3.65	0.35	0.16	1.27	0.33	0.31	2.07	0.67	0.02	0.06	0.11	15.65	5.58	0.77	0.26		
7	596	0.2–0.08	–	3.76	0.24	0.62	0.90	0.15	0.37	2.02	0.68	–	–	0.41	15.76	5.56	0.68	0.17		
8	595	0.63–0.315	2.5–2.8	3.66	0.34	0.52	0.98	0.16	0.35	2.01	0.78	0.00	–	0.35	15.66	5.55	0.79	0.17		
9	606/4	0.6–0.05	–	3.82	0.18	0.50	0.96	0.25	0.30	2.01	0.68	–	–	0.34	15.82	5.50	0.68	0.26		
10	606/5	0.63–0.4	–	3.73	0.27	0.36	1.11	0.29	0.29	2.05	0.69	–	–	0.25	15.73	5.58	0.69	0.26		
11	598	0.4–0.315	–	3.65	0.35	0.38	1.17	0.19	0.27	2.01	0.79	–	–	0.24	15.65	5.56	0.79	0.17		
12	606/3A	0.07–0.05	–	3.73	0.27	0.94	0.63	0.16	0.29	2.02	0.65	–	–	0.60	15.73	5.62	0.65	0.26		
13	599	0.315–0.2	–	3.69	0.31	0.74	0.83	0.14	0.31	2.02	0.70	–	–	0.47	15.69	5.61	0.70	0.17		
14	1175/32	1.0–0.4	≥2.9	3.70	0.30	0.21	1.28	0.28	0.22	1.99	0.71	0.02	0.06	0.14	15.70	5.48	0.81	0.22		

Примечание. K_M — степень алюминиевости — ^vAl / (^vFe³⁺ + ^vAl).

1980; Лучинина и др., 2013 и др.]. В частности, они были широко распространены в известняках, образующихся в теплом мелководном эркетском бассейне (обр. 592, 608В, 608Г).

В чускунском бассейне со смешанной терригенно-карбонатной седиментацией многочисленные фаунистические остатки крупного размера встречены в отдельных прослоях известняков на близких стратиграфических уровнях обоих разрезов (обр. 594Б, 594Г, 607В). Единичные скелетные остатки обнаружены в известковых песчаниках (обр. 594Д1, 598А, 598, 606/4А, 606/3Б). В верхней части кессюсинской серии (свиты) в терригенно-карбонатных породах отмечается разнообразие мелких скелетных ископаемых (гастроподы, хиолиты, хиолительминты и различные проблематики и др.) [Миссаржевский, 1980, 1982; Карлова, Воданюк, 1985; Рогов и др., 2015; Nagovitsin et al., 2015 и др.]. Однако, эти авторы, изучавшие карбонатно-терригенные отложения кессюсинской серии, не проводили реконструкций фациальных обстановок образования этих отложений. Исключением является работа В. В. Марусина [2016], который на основании литологических исследований, а также изучения биотурбаций и комплекса ископаемых следов жизнедеятельности в кессюсинской серии Оленекского поднятия и, в частности, в маттайской и чускунской свитах в разрезах на реках Хорбусуонке и Оленек, отмечает, что верхнюю часть кессюсинской серии можно отнести к нижней части предфронтальной зоны пляжа и переходной зоне от пляжа к шельфу, в породах которой развита ихнофауна *Cruziana* [Марусин, 2016, рис. 4]. Согласно существующим представлениям [Рейнек, Сингх, 1981; Обстановки ..., 1993 и др.], обстановки предфронтальной зоны пляжа на фациальном профиле морского побережья соответствуют зоне волнения, в то время как переходные обстановки на профиле располагаются ниже базиса воздействия на дно обычных морских волн и соответствуют в основном спокойным гидродинамическим условиям, которые периодически нарушались в результате кратковременных штормовых событий, сопровождавшихся размывом верхних слоев осадка и переотложением его компонентов. С учетом приведенных данных рассмотрим этапы образования и преобразования глауконитовых зерен.

Этапы образования и преобразования глауконитовых зерен

Чускунский мелководный шельф характеризовался смешанной карбонатно-терригенной седиментацией (см. рис. 2), что свидетельствует о периодических изменениях осадконакопления (физико-химические параметры, тектонический режим). Так, относительно спокойные условия, при которых происходило глауконитообразование в зоне раннего диагенеза, чередовались с гидродинамически активными, что приводило к разрушению и перемыву глауконитосодержащих отложений, и, вероятно, к незначительной транспортировке зерен по площади палеобассейна. В процессе перемыва в зоне взмучивания отдельные глауконитовые зерна служили ядрами при образовании оолитов. При дальнейшей смене обстановки осадконакопления как отдельные зерна глауконита, так и содержащиеся внутри оолитов, а также оолиты без ядер или с ядрами другого состава (кварц, кальцит и др.) смешивались и захоронялись на месте или переносились, попадая во вновь образованные осадки в виде субаллохтонной примеси.

Заключительный этап раннедиагенетической стадии образования терригенно-карбонатных пород чускунской свиты характеризовался следующими особенностями. На этом этапе происходило чередование относительно спокойных условий осадконакопления и условий с повышенной гидродинамической активностью, при котором накапливались переслаивающиеся осадки различного состава (известняки разного типа, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты). О спокойных условиях осадконакопления свидетельствует горизонтальная слоистость пород, а на мобильную обстановку указывают косая и косоволнистая слоистость, присутствие галечного, гравийного и грубозернистого, часто плохо окатанного материала, а также обогащение отдельных прослоев рудными минералами, неровные поверхности напластования, скопления аллотигенных глауконитовых зерен и оолитов, обломки фауны и др.

Оолиты развиты на разных стратиграфических уровнях в исследованных толщах, но преимущественно в известняках с разным содержанием терригенной примеси и реже в известковых песчаниках (обр. 594В, 594Г, 594Д1, 599, 606/4, 606/5, 607, 607А–В, 608А–В и обр. 594, 606/3А,

соответственно) (см. рис. 2). Наиболее высокое содержание оолитов с глауконитовыми ядрами отмечается в известняках второго разреза (обр. 607, 607А, Б) (см. рис. 4а, 4б). В большинстве отобранных здесь образцов глауконитовые зерна разной формы (в том числе глобулярной) встречаются не только в породе, но и внутри оолитов, что свидетельствует, как отмечалось, о переотложении глауконита (см. рис. 4а, 4б). Таким образом, аллотигенные зерна, наряду с аутигенными, могут характеризоваться правильной формой (округлой, овальной, эллипсоидальной и др.), что отмечалось и ранее [Николаева, 1977 и др.]. Это затрудняет интерпретацию их генезиса. Весомым критерием в песчано-алевролитовых породах, как известно, может служить соотношение размеров терригенных и глауконитовых зерен. Так, в изученных в разрезах на отдельных уровнях, наряду с мелкими зернами (0.05–0.2 мм), встречаются и крупные разности (до 1.0 мм) глобулярной формы, размер которых превышает размер кварцевых зерен. Такая картина отмечается в слоистых песчаных алевролитах (обр. 596) и тонкослоистых мелкозернистых алевритовых песчаниках (обр. 606/3А, Б). В последних породах встречаются разности размером до 1.3 мм, а в прослоях переслаивающихся алевролитов и известняков размер отдельных глауконитовых глобуль колеблется от 1.0 до 1.8 мм (по длинной оси) (обр. 597, 606/4А–Г), что вместе с глобулярной формой, по-видимому, указывает на их аутигенное происхождение. Таким образом, в отдельных образцах чускунских пород присутствуют не только аллотигенные зерна глауконита, но и небольшое количество аутигенных глобуль, образовавшихся на заключительной стадии раннего диагенеза. Они крупнее зерен кварца и (или) достигают значительных размеров и характеризуются глобулярной формой. Напомним, что глауконитовые зерна являются мягким материалом и сравнительно легко подвергаются абразии.

Глауконитообразование происходило во время формирования маттайской и чускунской свит. В зоне диагенеза первоначальных (ненарушенных) осадков аутигенный глауконит тесно ассоциировал с апатитом и, возможно, с пиритом. В отдельных прослоях апатит замещал глобули глауконита, а в маттайское время локально развивалась глауконитизация известняка (обр. 1175/32). В переотложенных

(аллотигенных) зернах глауконита, вновь оказавшихся в зоне диагенеза, а также в новообразованном глауконите наблюдается кальцитизация, реже — пиритизация и фосфатизация (см. рис. 3–6).

В теплом мелководном эркекетском бассейне, как отмечалось, формировались преимущественно органогенные известняки, которые со следами размыва трансгрессивно залегают на чускунских песчаниках. В основании эркекетской свиты встречаются как переотложенные зерна, так и аутигенные разности глобулярной (округлой, овальной, мозговидной) формы и крупной размерности (обр. 592, 608В, 1783) (см. рис. 3ж, 3з, 4в, 4г), измененные более поздними процессами кальцитизации, реже фосфатизации. Необходимо отметить, что, карбонатные осадки с высоким первоначальным содержанием оксидов железа, из которых сформировались известняки эркекетской свиты, были неблагоприятны для образования глауконита, зерна которого присутствуют только в основании эркекетской свиты.

В зоне глубинного катагенеза, которому подверглись песчано-алевритовые породы, отдельные глауконитовые зерна могли быть деформированы при гравитационном уплотнении и замещены кварцем, а также глинистыми минералами, в том числе хлоритом, следы которого отмечаются в глобулях (обр. 595). Возможно, на этой стадии преобразований (или) несколько ранее глауконит замещался Fe-доломитом (обр. 594В), крупные кристаллы которого развиваются также и по кальцитовым оолитам (см. рис. 5б), а также происходит частичная перекристаллизация кальцита на отдельных участках микритового известняка и в поровом цементе песчаников. Перекристаллизация кальцита могла продолжаться не только в катагенезе, но и при поднятии территории, на стадии регрессивного катагенеза. В современных гипергенных процессах в породах и в некоторых зернах глауконита развивался гематит (см. рис. 3е, 4ж, 5д).

Изотопно-геохронологические данные

Предварительные данные определения Rb-Sr возраста (450–320 млн лет), полученные по четырём образцам из эркекетской (обр. 1783), чускунской (обр. 595, 607) и маттайской

(обр. 1175/32) свит заметно “омоложены”: они не отвечают возрастным значениям, принятым ранее для границы венда и нижнего кембрия — 541.0 млн лет [Gradstein et al., 2012]. Это может быть связано с различными вторичными изменениями глауконита, которые происходили на разных стадиях диагенеза и затронули как аутигенные, так и переотложенные зерна, а также на последующих стадиях глубинного катагенеза и современного гипергенеза. Выяснение причин “омоложения” изотопного возраста глауконитов — предмет дальнейшего исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На северо-западном склоне Оленекского поднятия в терригенно-карбонатных породах верхней части маттайской и нижней части чускунской свит, а также в основании эркекетской свиты нижнего кембрия (томмотский ярус, зона *N. sunnaginicus*) широко развит глауконит.

Относительно спокойные условия морского осадконакопления, при которых в верхнем слое осадков происходило глауконитообразование, чередовались с эпизодами повышенной гидродинамической активности среды, что приводило к взмучиванию, перемешиванию и перемыву глауконитсодержащих осадков, а в некоторых случаях — к образованию оолитов, ядрами которых нередко служили извлеченные из первичных осадков глауконитовые зерна разнообразной формы, в том числе глобулярные. Впоследствии после их захоронения, в зоне диагенеза вновь создавались локальные микроусловия для формирования аутигенных глауконитовых глобуль, которые соседствовали с аллотигенными разностями. Аутигенный глауконит в некоторых случаях образует в осадках цементирующую массу и замещает органические остатки, вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Выше изложенные исследования подтверждают данные о фациальных условиях образования маттайских и чускунских осадков, полученных В.В. Марусиным [2016] на основании изучения макроскопических особенностей пород, а также биотурбаций и ископаемых следов жизнедеятельности в кессюсинской серии Оленекского поднятия.

Среди вторичных изменений, которые терпели аллотигенные и аутигенные глаукони-

товые зерна на разных стадиях литогенеза, наиболее интенсивно проявлены кальцитизация, фосфатизация и ожелезнение, локально развита пиритизация глобуль, вплоть до образования полных пиритовых псевдоморфоз, в то время как замещение глауконита Fe-доломитом и хлоритом, а также деформация зерен и их окварцевание отмечаются в редких случаях.

Изученные глауконитовые зерна представлены смешанослойными слюда–сметтит образованиями с относительно низким (<10%) и более высоким (10–20%) содержанием разбухающих слоев. Слюдистые минералы образуют ряд от глауконита до Al-глауконита (степень алюминиевости $K_{Al} = {}^VIAl / ({}^VIFe^{3+} + {}^VIAl)$ равна 0.11–0.47 и 0.60, соответственно), содержание K_2O в минералах колеблется от 6.80 до 8.54%. Среди смешанослойных образований отмечаются в основном разности с неупорядоченным чередованием слюдистых и сметтитовых слоев (фактор ближнего порядка $R = 0$), реже — с тенденцией к их упорядочению ($R \geq 1$). Параметр b элементарной ячейки минералов варьирует от 9.06 до 9.12 Å.

В связи с интенсивными вторичными изменениями глауконитовых зерен, несмотря на достаточно высокое содержание в них калия и относительно небольшое содержание сметтитовых слоев, изученный глауконит непригоден для получения стратиграфически значимых возрастных оценок, а полученные Rb-Sr датировки (450–320 млн лет) отражают возраст более поздних процессов преобразования осадочных пород, расшифровка которых является предметом дальнейших исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность Е. В. Щепетовой за конструктивные замечания в процессе написания статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке по теме НИР ГИН РАН (№ 0135-2016-0021), а также проекта РФФИ (№ 17-05-00254) и Программ Президиума РАН № 17 (№ 0153-2018-0050) и № 19 (№ 0153-2018-0009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев Е. К., Васильева Н. П.* Рентгенографический определитель карбонатов. Новосибирск: Наука, 1980. 144 с.
- Воданюк С. А., Карлова Г. А.* О кессюсинской свите Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: Наука, 1988. С. 3–20.
- Гептнер А. Р., Ивановская Т. А.* О биохемогенном генезисе минералов глауконит-нонтронитового ряда в современных осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 563–580.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.
- 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.
- Зайцева Т. С., Горохов И. М., Семихатов М. А. и др.* “Омоложденные” глобулярные слоистые силикаты в рифейских отложениях Оленекского поднятия Северной Сибири: кристаллохимическая идентификация и геологическое значение Rb-Sr и K-Ar датировок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5S. С. 3–26.
- Зайцева Т. С., Семихатов М. А., Горохов И. М. и др.* Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29.
- Ивановская Т. А., Зайцева Т. С., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А.* Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.
- Ивановская Т. А., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А. и др.* Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.
- Ивановская Т. А., Звягина Б. Б., Зайцева Т. С.* Вторичные изменения глобулярных и пластинчатых слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда в докембрийских и венд-кембрийских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 2017а. № 5. С. 420–444.
- Ивановская Т. А., Звягина Б. Б., Зайцева Т. С.* Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового ряда в отложениях разного литологического типа и возраста // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества “200 лет РМО”. Т. 1. СПб., 2017б. С. 220–222.
- Карлова Г. А., Воданюк С. А.* Новые данные о переходных к кембрию отложениях бассейна р. Хорбусуонки (Оленекское поднятие) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: Наука, 1985. С. 3–13.
- Конторович В. А., Губин И. А., Зотеев В. В. и др.* Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1253–1274.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 320 с.
- Лучинина В. А., Коровников И. В., Новожилова Н. В., Токарев Д. А.* Биофашии раннего кембрия Сибирской платформы по бентосу (хиолиты, мелкораквинная проблематика, археоциаты, трилобиты и известковые водоросли) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 3–21.
- Марусин В. В.* Ископаемые следы жизнедеятельности из пограничных отложений венда и кембрия Оленекского поднятия Сибирской платформы // Диссертация канд-та геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 275 с.
- Миссаржевский В. В.* О пограничных слоях кембрия и докембрия западного склона Оленекского поднятия (р. Оленек) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 85. С. 23–34.
- Миссаржевский В. В.* Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым древнейшим группам скелетных организмов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 5. С. 23–34.
- Миссаржевский В. В.* Древнейшие окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия // Труды ГИН АН СССР. Вып. 443. М.: Наука, 1989. 238 с.
- Николаева И. В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1 / Пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Рейнек Г. Э., Сингх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.
- Рогов В. И., Карлова Г. А., Марусин В. В. и др.* Время формирования первой биостратиграфической зоны венда в сибирском гипостратотипе // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 735–747.
- Розанов А. Ю.* Центры происхождения кембрийских фаун // Международный геологический конгресс. 264-я сессия. Палеонтология и стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 30–34.
- Розанов А. Ю., Хоментовский В. В., Шабанов Ю. Я. и др.* К проблеме ярусного расчленения нижнего кем-

брия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 3–21.

Guggenheim S., Adams J. M., Bain D. C. et al. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clays and Clay Minerals. 2006. V. 54. P. 761–772.

Knoll A. N., Grotzinger J. P., Kaufman A. J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 251–270.

Nagovitsin K. E., Rogov V. I., Marusin V. V. et al. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // Precambrian Res. 2015. V. 270. P. 226–245.

Rolli M., Mouchet P. O. J., Kuebler B. Determination and distinction of Ca-dolomites, Fe-dolomites, ankerite or stoichiometric dolomite by X-ray diffraction using a profile fitting // Memoires de la Societe Geologique de France. 1996. V. 169. P. 45–53.

Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg G. M. The Geologic Time Scale 2012. Imprint: Elsevier, V. 1. 2012. 435 p.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. et al. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998. V. 36. P. 41–48.

Zviagina B. B., Drits V. A., Sakharov B. A. et al. Crystal-chemical regularities and identification criteria in Fe-bearing, K-dioctahedral 1M micas from X-ray diffraction and infrared spectroscopy data // Clays and Clay Minerals. 2017. V. 55. № 4. P. 234–251.

GLAUCONITE OF TERRIGENOUS-CARBONATE DEPOSITS FROM THE LOWER CAMBRIAN (NORTHERN SIBERIA, OLENEK UPLIFT)

T. A. Ivanovskaya^{1, *}, A. R. Geptner¹, A. T. Savichev¹, T. S. Zaitseva²,
N. V. Gor'kova¹, E. V. Pokrovskaya¹

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia

*E-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

Received October 29, 2018

The detailed mineralogical peculiarities are reported for the first time of the glauconite of the Lower Cambrian (Tommotian stage) extracted from the terrigenous-carbonate deposits at the upper part of the Kessyusa series (the roof of the Mattaia Formation and the lower part of the Chuskuna Formation) as well as basal layers of the overlying limestone, too. Samples were taken from three sections of north-western slope of the Olenek uplift, northern Siberia; their stratigraphic position is given on the basis of modern data [Nagovitsin et al., 2015, and others]. Grains of layer silicates are represented by mica-smectite phyllosilicates with a relatively low content and with an elevated content of smectite layers (<10 and 10–20%, respectively), (the unit-cell parameter $b = 9.06\text{--}9.12 \text{ \AA}$). Micaceous minerals form a range from glauconite to Al-glauconite ($K_{Al} = {}^{VI}\text{Al}/({}^{VI}\text{Fe}^{3+} + {}^{VI}\text{Al}) = 0.11\text{--}0.47$ и 0.60 , respectively; K_2O content is 6.80–8.54%). Detailed litho-mineralogical peculiarities of glauconite-bearing sediments are given for the first time. Their primary deposits according to [Marusin, 2016] accumulated in the conditions of the shoreface and the offshore-transition zone of the Siberian epicontinental marine paleobasin. The origin (autogenic, allothigenic) of the studied grains, their secondary changes (rewashed in situ, phosphatization, pyritization, calcitization, ferruginization, etc.) at different stages of lithogenesis are discussed. It is shown that the obtained preliminary Rb-Sr dates (450–320 Ma) were "rejuvenated": they do not meet the age values previously adopted for the the Vendian-Lower Cambrian boundary — 541.0 Ma [Gradstein et al., 2012]. This may be due to various secondary alterations of glauconite grains during rewashing, transportation, and also at different stages of diagenesis in primary sediments and after re-deposition, as well as at the stages of catagenesis (deep diagenesis) and hypergenesis of glauconite-bearing rocks.

Keywords: Lower Cambrian, Olenek Uplift, stages of formation and transformation of glauconite grains, isotopic age.

DOI: 10.31857/S0024-497X20194295-317