

УДК 551.733.33 (234.851): 552.54 + 552.52: 551.83

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-1-75-100

## Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Илыч, Северный Урал)

Е. С. Пономаренко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: [esponomarenko@geo.komisc.ru](mailto:esponomarenko@geo.komisc.ru)

Поступила в редакцию 24.05.2021 г., принята к печати 07.09.2021 г.

**Объект исследований.** Верхнесилурийские (нижнелудфордские) склоновые отложения разреза Лягадин (р. Илыч, Северный Урал). **Материалы и методы.** В работе рассматриваются состав и строение пород (40 образцов), отобранных из разреза во время полевых исследований в 2019 г. Шлифы изучались под поляризационным микроскопом; 8 образцов – с использованием силикатного анализа; глинистые минералы из 2-х образцов определялись рентгенодифрактометрическим методом. **Результаты.** Разрез Лягадин видимой мощностью 70 м представлен неравномерно чередующимися глинисто-кремнисто-известковыми сланцами, микрозернистыми известняками с ходами илоедов, микро-тонкозернистыми слоистыми известняками, известняковыми песчаниками тонкозернистыми и мелкозернистыми, известняковыми песчаниками крупно- и среднезернистыми, известняковыми конгломератами и известняковыми конглобрекциями. Глинисто-кремнисто-известковые сланцы и микрозернистые известняки с ходами илоедов характеризуют фоновые периплатформенные глинисто-карбонатные осадки. Часть микро-тонкозернистых слоистых известняков (их горизонтально-слоистые варианты) представляют отложения донных течений. Отложения гравитационных потоков представлены ассоциацией обломочных пород. Наиболее значимой из них является ассоциация, сложенная известняковыми конгломератами с эрозионным основанием, которые переходят в градиционно-слоистые известняковые песчаники сначала крупно- и среднезернистые, а далее в тонко- и мелкозернистые их разновидности. Они покрываются, в свою очередь, микро-тонкозернистыми известняками с косой или конволютной слоистостью. Эта ассоциация представляет собой кальцитурбидиты. Они сложены известняковыми конглобрекциями. Отложения зерновых потоков (?) представлены слоями известняковых песчаников, не показывающих обычных особенностей последовательности Боума. **Вывод.** Реконструируемое фоновое осадконакопление на континентальном склоне в раннелудфордское время характеризовалось накоплением гемипелагических глинистых отложений совместно с некоторым количеством микроскопического кварца, ортоклаза и органического вещества. Периодически проявляющиеся тонкие слои микрозернистых известняков с ходами илоедов отвечают повторяющимся периодам увеличения поступления карбонатного материала, который мог относиться к “морскому снегу”. Беспорядочный характер распределения отложений гравитационных потоков в разрезе Лягадин позволяет предположить, что изученные склоновые отложения представляют, скорее всего, образования внешнего шлейфа основания склона, нежели кальцикластические веера.

**Ключевые слова:** Северный Урал, верхний силур, нижний лудфордий, континентальный склон, гемипелагическая аккумуляция, отложения гравитационных потоков

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках проектов государственной программы № 1021051101626-4

## Lower Ludfordian (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, the Northern Urals)

Evgeniy S. Ponomarenko

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Science Center of RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: [esponomarenko@geo.komisc.ru](mailto:esponomarenko@geo.komisc.ru)

Received 24.05.2021, accepted 07.09.2021

**Research subject.** Upper Silurian (Lower Ludfordian) slope deposits of the Lyagadin section (Ilych River, Northern Urals). **Materials and methods.** The composition and structure of 40 rock samples collected across the section during fieldworks in 2019 were studied. Thin sections were examined under a polarising microscope. Eight samples were investigated

**Для цитирования:** Пономаренко Е.С. (2022) Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Илыч, Северный Урал). *Литосфера*, 22(1), 75-100. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-75-100>

**For citation:** Ponomarenko E.S. (2022) Lower Ludfordian (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, the Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 75-100. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-75-100>

© Е.С. Пономаренко, 2022

by silicate analysis, and clay minerals from 2 samples were determined by X-ray diffraction analysis of oriented samples. *Results.* The Lyagadin section with a visible thickness of 70 m is represented by an uneven alteration of clayey-siliceous-calcareous schists, micro-grained limestones with burrows, micro-fine-grained layered limestones, fine lime sandstones, coarse- and medium-grained lime sandstones, lime congloravelites and lime conglobreccias. Clayey-siliceous-calcareous schists and micro-grained limestones with burrows characterise the background periplatform clayey-carbonate deposits. The part of micro-fine-grained layered limestones (their horizontally layered varieties) are bottom current sediments. Gravity flow deposits are represented by clastic rock assemblage. The most characteristic of them is the assemblage composed of lime congloravelites with an erosional bottom, which pass into gradational-layered lime sandstones, first coarse- and medium-grained, and further the into their fine-grained varieties. They are covered, in turn, with micro-fine-grained limestones with cross or convolute stratifications. That association is interpreted as calciturbidites. Calcidebrites are characterised by lime conglobreccias. The deposits of grainy flows (?) are represented by the layers of lime sandstones not revealing the characteristic features of the Bouma sequence. *Conclusion.* The reconstructed background sedimentation on the continental slope during Early Ludfordian was characterised by the accumulation of hemi-pelagic clay deposits together with a certain amount of microscopic quartz, orthoclase and organic matter. Periodically appearing thin layers of micro-grained limestones with burrows correspond to the periods of increased supply of carbonate material, which could be attributed to "marine snow". The irregular nature of the distribution of gravity flow deposits in the Lyagadin section suggests that the studied slope deposits are, most likely, the formation of the outer apron of slope bottom, rather than calciclastic fans.

**Keywords:** Northern Urals, Upper Silurian, Lower Ludfordian, continental slope, hemi-pelagic sedimentation, gravity flow deposits

#### Funding information

The work was carried out within the framework of projects of the State Program No. 1021051101626-4

#### Acknowledgements

The author is grateful to Dr.Sci. (Geol.-Min.) A.I. Antoshkina, Ph.D. V.A. Saldin, Ph.D. Yu.S. Simakova and Ms. N.S. Inkina for their advice during writing the article and expresses his gratitude to S.T. Neverov and V.M. Mikhailov for their assistance during the field research.

## ВВЕДЕНИЕ

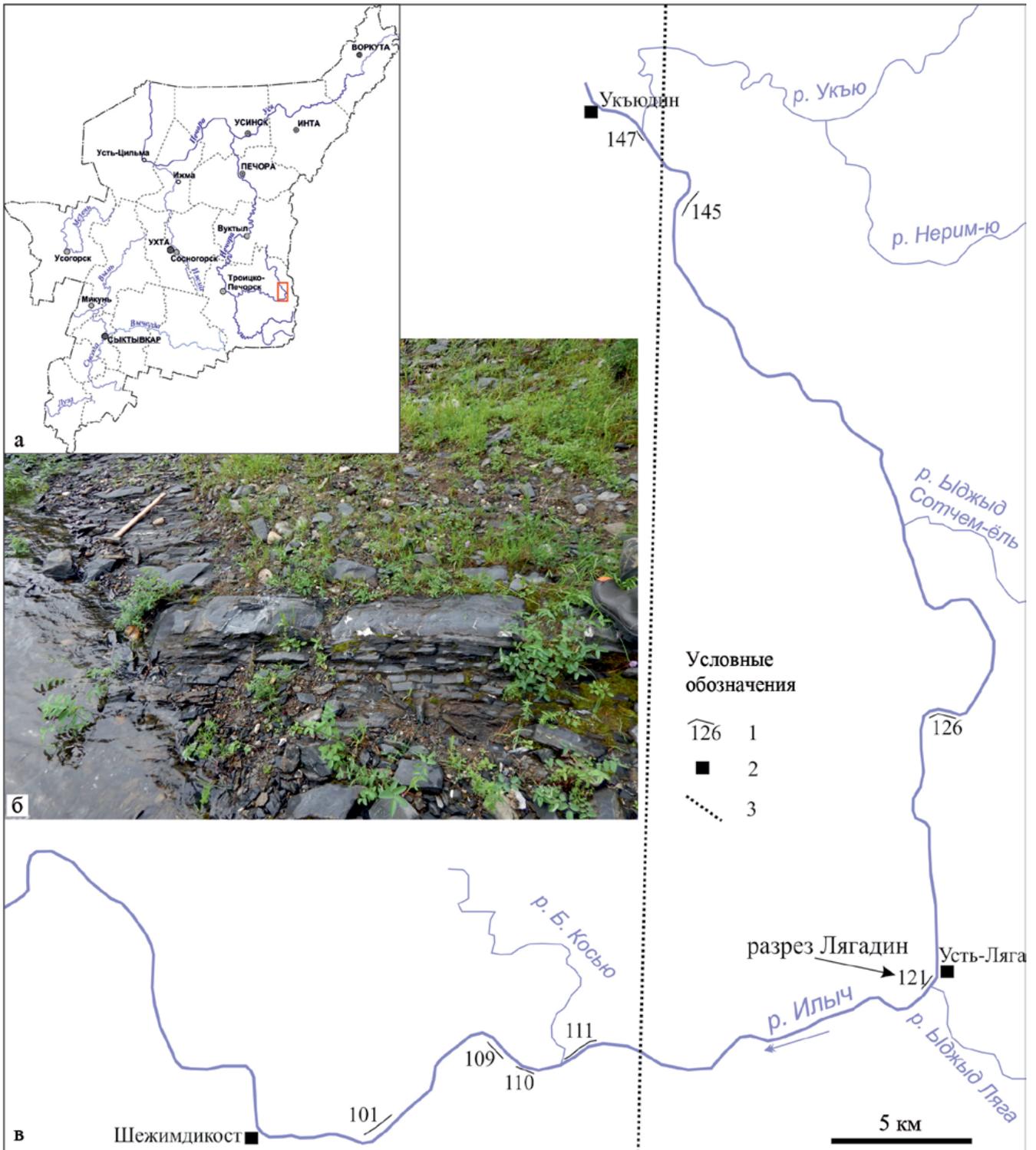
На западном склоне Северного Урала, в бассейне Верхней Печоры<sup>1</sup>, прослеживается три различных фациальных комплекса (ФК) ордовикских и силурийских отложений (Варсановьева, 1963): западный (шежимский), восточный (шантымский) и верхнепечорский (лемвинский). Шантымский ФК развит в бассейне р. Илыч, где вскрывается по берегам этой реки и его притокам от устья р. Ыжид Ляга на юге до устья р. Укью на севере (рис. 1). Этот фациальный комплекс прослеживается также на север в бассейны рек Подчерема и Щугор (Варсановьева, 1963).

Шантымский фациальный комплекс до сих пор остается достаточно слабоизученным. Первые сведения о наличии силурийских отложений на севере Урала появились после исследований, проведенных А.А. Кейзерлингом и П.И. Крузенштерном в 1843 г. в бассейне р. Илыч. В 1847, 1848 и 1850 гг. на Урале и Пай-Хое проводила работы большая экспедиция, организованная Русским географическим обществом. Ее руководитель, Эрнст Карлович Гофман, отмечал своеобразие ордовик-

ских и силурийских отложений в области меридионального участка среднего течения р. Илыч (Варсановьева, 1963). Исследованиями В.А. Варсановьевой (1940) по геологическому строению Печоро-Илычского заповедника силурийские отложения были разделены на западную и восточную фаии. В последующие годы, с легкой руки Веры Александровны, эти фаии получают собственные названия: шежимский и шантымский фаиальные комплексы соответственно (Варсановьева, 1963). В послевоенные годы исследования проводились А.Г. Кондяйн (1967), А.И. Першиной (Першина и др., 1971) и др. Отложения шантымского ФК были расчленены О.А. Кондяйн и А.Г. Кондяйн на ряд свит (шантымская, маркочукская и укьюдинская свиты силура), которые не были приняты в решениях IV Уральского Межведомственного стратиграфического совещания. В то же время, эти свиты представляют литостратиграфические подразделения, которые часто сложно сопоставлять с другими стратонами в пределах Елецкой или Лемвинской структурно-фаиальных зон (Государственная..., 2013).

В 1974 г. в бассейне р. Илыч работала А.И. Антошкина. В результате ее литологических исследований были установлены условия осадконакопления силурийских отложений (Антошкина, 1992, 2003, 2006, 2007). Шантымский ФК, таким образом, получил палеогеографическую и генетиче-

<sup>1</sup> Под бассейном Верхней Печоры автор, вслед за В.А. Варсановьевой, традиционно понимает бассейн верхнего течения р. Печора от истоков до устья р. Илыч включительно.



**Рис. 1.** а. Изученный район на географической карте Республики Коми, РФ. б. Характер выходов нижнелудфордских склоновых отложений в разрезе Лягадин. в. Основные выходы верхнесилурийских разнофациальных отложений на р. Илыч.

Нумерация обнажений – по (Варсанофьева, 1940): 101, 109 – лагунные фации; 110, 111, 147 – фации рифовых отмелей; 121, 126, 145 – выходы склоновых отложений. 1 – обнажения, 2 – кордоны Печоро-Илычского заповедника, 3 – граница мелководных шельфовых (слева) и относительно глубоководных склоновых (справа) верхнесилурийских отложений.

**Fig. 1.** а. The studied area on the geographical map of the Komi Republic, Russian Federation. б. The outcrop character of the Lower Ludfordian slope deposits in the Lyagadin section. в. The main outcrops of the Upper Silurian deposits of various facies on the Ilych River.

The numbering of the outcrops is according to: [Varsanofieva, 1940]. 101, 109 – lagoon facies; 110, 111, 147 – reef shoals facies; 121, 126, 145 – outcrops of slope deposits. 1 – outcrops, 2 – the Pechora-Ilych Nature Reserve cordons, 3 – boundary of the Upper Silurian of shallow shelf (left) and relatively deep-water slope (right) deposits.

скую интерпретацию как образования внешней рампы и континентального склона.

Объект наших исследований – разрез Лягадин – расположен в южной части Шантымского ФК. Он относится к лёк-елецкой градации горстийско-нижнелудфордской субформации и отвечает образованию континентального склона (Антошкина, 2006; Елисеев и др., 2006). Однако, несмотря на такие генетические интерпретации, о составе и строении этих отложений известно мало. По данным В.А. Варсанофьевой (1940 1963), они сложены углисто-глинистыми сланцами (аргиллитами) и известняками. А.И. Антошкина и А.И. Першина (Антошкина, 1992, 1994, 2006; Першина и др., 1971) отмечали здесь развитие известняковых брекчий, в составе обломков которых имеются фрагменты рифовых пород.

В этой статье автор ставит целью дать представление о детальном строении верхнесилурийских склоновых отложений в разрезе Лягадин. Основными решаемыми задачами являются: 1) детальная литологическая характеристика горных пород, вскрытых в разрезе Лягадин; 2) описание цикличности этих отложений. Важно сказать, что изученные породы несут на себе следы сильных эпигенетических

изменений, поэтому краткое их описание также входит в задачи этой статьи.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Разрез Лягадин охарактеризован 40 образцами, представляющими все типы вскрытых здесь пород, которые изучались под поляризационным микроскопом Полам РП-1. Полированные поверхности (15 образцов) были изготовлены для уточнения структурных и текстурных особенностей пород. Применялся силикатный анализ (8 обр, табл. 1), обработка проводилась по методике Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000). Фазовый состав глинистой фракции (2 обр.) определялся рентгенодифрактометрическим анализом ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение-CuK $\alpha$ ), подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Изучались дифрактограммы воздушно-сухого образца (а) и обработанные этиленгликолем (б) (аналитик Ю.С. Симакова). Все остатки образцов, шлифы и дубликаты растертых проб хранятся в геологическом музее имени А.А. Чернова в Институте геологии имени академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (колл. № 425).

**Таблица 1.** Химический состав изученных пород по данным химического силикатного анализа, мас. %

**Table 1.** Chemical composition of the studied rocks according to the data of chemical silicate analysis, wt %

| Литотип<br>№ обр.                  | ЛТ-1   |        | ЛТ-2   | ЛТ-3  |         | ЛТ-4   | ЛТ-5   |        |
|------------------------------------|--------|--------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|
|                                    | 121/7a | 121/33 | 121/12 | 121/2 | 121/31a | 121/34 | 121/5a | 121/56 |
| SiO <sub>2</sub> , %               | 29.95  | 34.57  | 9.28   | 11.99 | 20.79   | 12.54  | 0.37   | 0.27   |
| TiO <sub>2</sub> , %               | 0.32   | 0.21   | 0.12   | 0.13  | 0.18    | 0.10   | 0.01   | 0.01   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % | 6.31   | 4.74   | 2.43   | 1.88  | 3.64    | 0.88   | 0.18   | <1.00  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % | 2.68   | 1.78   | 1.22   | 0.74  | 1.31    | 1.01   | 0.072  | <0.25  |
| MnO, %                             | <0.01  | 0.014  | <0.01  | <0.01 | 0.035   | <0.01  | <0.01  | <0.01  |
| CaO, %                             | 28.30  | 28.68  | 46.41  | 44.53 | 38.87   | 45.28  | 54.34  | 55.85  |
| MgO, %                             | 2.42   | 1.88   | 1.07   | 1.61  | 1.34    | 0.80   | 1.06   | 0.52   |
| K <sub>2</sub> O, %                | 1.53   | 1.39   | 0.55   | 0.59  | 0.34    | 0.48   | <0.05  | 0.05   |
| Na <sub>2</sub> O, %               | 0.92   | 0.38   | 0.41   | 0.54  | 1.25    | 0.43   | 0.14   | 0.15   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %  | 0.078  | 0.061  | 0.025  | 0.032 | 0.033   | 0.059  | 0.029  | 0.009  |
| П.п.п., %                          | 25.95  | 24.77  | 37.78  | 36.95 | 32.18   | 37.00  | 43.47  | 43.13  |
| ∑, %                               | 98.46  | 98.47  | 99.29  | 98.98 | 99.95   | 98.57  | 99.68  | 100.05 |
| FeO, %                             | 2.33   | 1.27   | 0.76   | 0.42  | 1.03    | 0.78   | 0.19   | 0.28   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> , %  | 0.27   | 0.47   | 0.49   | 0.14  | 0.25    | 0.17   | 0.28   | 0.14   |
| CO <sub>2</sub> , %                | 22.23  | 22.26  | 36.35  | 35.40 | 31.36   | 35.82  | 43.01  | 42.81  |

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Разрез Лягадин (обн. 121 по нумерации В.А. Варсанофьевой (1940)) вскрывается на правом берегу р. Илыч напротив устья р. Ыджыд Ляга. Он представляет собой выходы на бечевнике у уреза воды видимой мощностью 70 м. К сожалению, этот разрез постепенно зарастает<sup>2</sup> и в будущем, по всей видимости, большей частью будет не доступен для изучения. Залегание слоев моноклиналиное: азимут падения – 260°, угол – 50°. Вскрытые здесь отложения относятся к укьюдинской свите (толще, по (Государственная..., 2013)) верхнего силура, выделенной О.А. и А.Г. Кондиайнами в 1960 г. (Кондиайн, 1960). Из линз с обломками рифовых пород в разрезе Лягадин были определены табуляты *Thehia swinderniana* (Goldf.), *Lace-ripora* sp., *L. cribrosa* Eichw., *Favosites forbesi* Edw. et H., строматопороидеи *Clathrodictyon savaliencie* Riab. и брахиоподы *Conchidium* sp., *C. novosemelicum* Nal. (Першина и др., 1971; Антошкина, 1992, 2003). Этот комплекс отвечает сизимскому региональному горизонту, коррелируемому с нижнелудфордским подъярусом Международной стратиграфической шкалы (Зональная стратиграфия..., 2006; Состояние..., 2008).

Разрез Лягадин (рис. 2) представлен неравномерным чередованием семи литотипов (ЛТ): глинисто-кремнисто-известковых сланцев; микрозернистых известняков с ходами илоедов; микротонкозернистых известняков слоистых; известняковых песчаников тонкозернистых и мелкозернистых; известняковых песчаников крупно- и среднезернистых; известняковых конглогравелитов и известняковых конглобрекций (табл. 2).

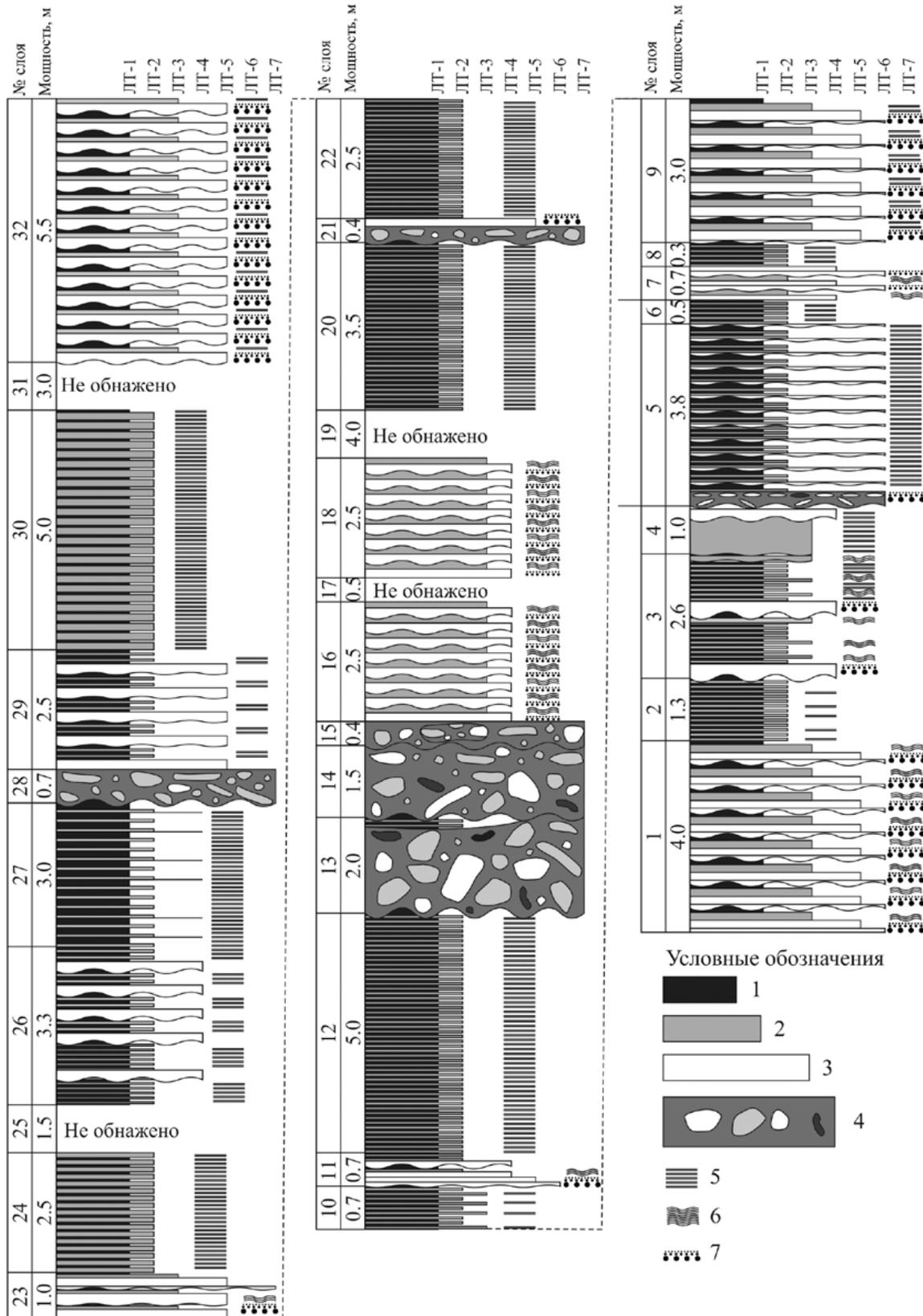
В основу классификаций пород обычно принято включать описательные или генетические признаки (Шванов и др., 1998); при этом совместить в одной схеме генетическую и петрографическую классификацию невозможно (Фролов, 1987, с. 27). Учитывая обзоры классификаций, сделанные в последние несколько десятилетий (например, Шванов и др., 1998; Кузнецов, 2007), наиболее приемлемыми для описания являются структурные классификации осадочных пород с генетической интерпретацией осадков, из которых породы и были образованы. Однако, так как многие осадочные компоненты иногда ясно указывают на условия и механизмы образования пород, в названии последних полезно включать эти условия и механизмы, как “подсказки” для последующих интерпретаций. Как правило, первично известняковые осадки – органические, а группа обломочных карбонатов раз-

вита значительно реже. В основном для классификации известняков берется схема Р. Данхэма (Dunham, 1962) с дополнениями А. Эмбри и Дж. Клована (Embry, Klovan, 1971), согласно которой большинство обломочных известняков в разрезе Лягадин будут аттестоваться как литокластовые или интракластовые грейнстоуны и/или рудстоуны. Существующая классификация А. Грабау (Grabau, 1904) (кальцирудит, калькаренит, кальцисилтит и кальцилютит) не дает столь дробного деления по размерам аллохем (обломков известняков). Такие термины, как “известняковый песчаник” и “известняковый гравелит” использовались для обозначения обломочных известняков среднего и верхнего карбона Русской платформы (Хворова, 1958). Карбонаты обломочной структуры В.Г. Кузнецов предлагал “...подразделять, как и обычные обломочные породы, с выделением известняковых (доломитовых) песчаников, алевролитов, гравелитов и т.д...” (Кузнецов, 2007, с. 345). Такое подразделение кажется автору этой статьи наиболее адекватным, так как позволяет более дробно (и унифицировано с силикокластическими) разделять размеры обломочных компонентов, а также подчеркивает механогенную природу первичного осадка.

### Основные литотипы

**ЛТ-1. Глинисто-кремнисто-известковые сланцы.** Макроскопически это зеленовато-серые, иногда почти черные породы с лепидогранобластовой структурой, свилеватой текстурой и листоватой отдельностью. Слагают прослои от первых мм до 6.0 см, чередующиеся с микрозернистыми известняками (ЛТ-2) и образующие пачки от 0.3 до 5.0 м. По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 2$ ), глинисто-кремнисто-известковые сланцы состоят из (об. %): кальцита (50.55–50.93), кварца (15.87–27.88), хлорита (6.38–10.39), мусковита (6.37–7.17), альбита (3.15–7.87), ортоклаза (1.37–3.90), оксидов титана (0.24–0.32) и пирита (0.16–0.32). Рентгенодиффрактометрическим анализом установлено наличие хлорита и мусковита (его поли типа 2M<sub>1</sub>) и отсутствие смешаннослонных фаз. Порода выглядит как разномасштабная (0.02–0.25 мм) полевошпатово-кварц-кальцитовая гранобластовая мозаика (рис. 3е), в которой встречаются обрывки (от 0.2 мм) и линзовидные участки (до первых сантиметров) гофрированного аргиллита (см. рис. 3а–ж). Последние очень тонкослоистые, сложены чешуйками хлорита и мусковита длиной до 0.03 мм (см. рис. 3в, ж). Между глинистыми минералами иногда отмечаются примазки органического вещества (?) или пирита, количество которых повышается в зонах развития сутурных швов, расположенных вдоль напластования глинистых чешуй или косо к ним (см. рис. 3г). В некоторых случаях аргиллиты рассечены густой се-

<sup>2</sup> Так, по данным А.И. Першиной (1971), видимая мощность вскрытых в разрезе Лягадин слоев составляла 113 м.



**Рис. 2.** Литологическая колонка разреза Лягадин.

1 – глинисто-кремнисто-известковые сланцы (ЛТ-1); 2 – известняки микро-тонкозернистые (ЛТ-2 и ЛТ-3); 3 – известняковые песчаники (ЛТ-3 и ЛТ-4) и конгломераты (ЛТ-5); 4 – известняковые конгломераты (ЛТ-7); 5 – тонкая горизонтальная слоистость; 6 – косая и конволютная слоистость; 7 – градиционная слоистость.

**Fig. 2.** Lithological column of the Lyagadin section.

1 – clayey-siliceous-calcareous shales (LT-1); 2 – micro-finegrained limestones (LT-2 and LT-3); 3 – limestone sandstones (LT-3 and LT-4) and congloravelites (LT-5); 4 – limestone conglobreccias (LT-7); 5 – thin horizontal bedding; 6 – cross-bedding and convolute bedding; 7 – gradational bedding.

тью тончайших (до 0.05 мм) жил, залеченных преимущественно хлоритом (см. рис. 3в), чьи чешуйки ориентированы перпендикулярно ориентировке глинистых минералов в основной массе. Принимая во внимание тот факт, что преобладающие в этом литотипе кальцит и кварц, по всей видимости, являются эпигенетическими минералами, образованными при рассланцевании, протолитами, вероятно, были аргиллиты, чьи фрагменты сейчас отмечаются лишь в виде небольших участков.

**ЛТ-2. Известняк микрозернистый с ходами илоедов.** Макроскопически – это тонкоплитчатые породы с микрозернистой структурой и ихнитовой текстурой. Слои мощностью от менее 1.0 мм и до 0.1 м (в основном 2.0–5.0 см), тесно ассоциируют с глинисто-кремнисто-известковыми сланцами. По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 1$ ), порода состоит из (об. %): кальцита (82.74), альбита (3.67), хлорита (3.65), мусковита (2.39), ортоклаза (0.95), оксидов титана (0.16). Участки с новообразованным кварцем, по всей видимости, не попали в тот образец, который был растерт для силикатного анализа. Основная масса этих пород сложена микрокристаллическим кальцитом ( $<0.01$  мм) (рис. 4в). Важной особенностью этого литотипа являются ходы илоедов (диаметром до 0.2 мм), заполненные спаритовым кальцитом и иногда частично микрозернистым спаритовым кальцитом (см. рис. 4а) (несколько более светлым, чем вмещающий микрозернистый кальцит), образуя структуры типа геопетальных (см. рис. 4д). Ходы илоедов (в основном *Scolithos*, иногда, возможно, *Chondrites*) ориентированы как перпендикулярно, так и наклонно, а иногда и параллельно поверхностям напластования. Край этих ходов часто подчеркиваются пиритом от “напыления” мельчайшими (до 0.01 мм) зернами до сростков до 0.2 мм (см. рис. 4а, д). Иногда отмечаются более крупные (до 5.0–7.0 мм в диаметре) субвертикальные ходы, заполненные обычно микроспаритом и мелкозернистым известняковым песчаником (рис. 4б, г). В последнем случае микрозернистые известняки перекрываются известняковыми песчаниками. Органогенный материал достигает в некоторых образцах 30% и представлен отдельными створками брахиопод, остракод (?) и члениками криноидей (см. рис. 4Fe) с некоторым количеством неопределимых микробиокластов ( $<0.1$  мм).

В некоторых образцах отмечаются тонкие (до 0.2 мм) линзы и прослои, обогащенные новообразованным кварцем и альбитом (рис. 4е), вероятно развитых по участкам, обогащенным терриген-

ным материалом. Альбитизация и окварцевание также могут быть распространены по всей породе (до 1–2%), но обычно концентрируются в тонких ходах илоедов (или рядом с ними (рис. 4д)), а также возле сутурных швов, обогащенных углеродистым(?) и глинистым веществом. Кварц и альбит (0.02–0.1 мм) встречаются в основном в сростках до 0.5 мм. Для этого литотипа также характерно множество тончайших (до 0.05 мм) кальцитовых жил, секущих породу косо к поверхностям напластования (см. рис. 4а, б, г, д).

**ЛТ-3. Известняк микро-тонкозернистый слоистый.** Макроскопически – это темно-серые плитчатые известняки с микро-тонкозернистой структурой и слоистой текстурой, слагающие слои мощностью до 5.0 см. Эти породы, как правило, ассоциируются как с микрозернистыми известняками (ЛТ-2), так и с известняковыми песчаниками (ЛТ-4 и ЛТ-5). Они сходны с ЛТ-2, но характеризуются большим количеством новообразованного кварца и альбита, расположенного в основном в виде слойков, подчеркивая текстурные особенности породы. Слоистость, как правило, тонкая горизонтальная или волнистая, но иногда косая и конволютная (рис. 5а–в). По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 2$ ), порода состоит (об. %) из: кальцита (68.48–75.45), кварца (6.07–12.32), доломита (2.21–5.72), альбита (4.72–10.49), ортоклаза (0–3.34), хлорита (1.86–4.33) и оксидов титана (0–0.16). Основная масса породы представлена кристаллами кальцита от  $<0.01$  до 0.1 мм, иногда примесью пелоидов (0.05–0.2 мм) (см. рис. 5г) и с неопределимым ( $<0.1$  мм) органогенным материалом. Порода содержит волнистые или косые прослои (0.2–2.5 мм мощностью), обогащенные полевыми шпатами (альбит и в меньшей степени ортоклаз) и кварцем (см. рис. 5г). Двойники полевых шпатов и кварц имеют размеры от 0.02 до 0.1 мм; часто собраны в сростки размером от 0.2 до 0.5 мм, редко до 1.0 мм (см. рис. 5г, д). Косая и волнистая слоистость иногда нарушается субвертикальными ходами *Scolithos* (см. рис. 5в). Иногда отмечаются прослои (до 1.0–1.5 см) глинистых (хлоритовых) микрозернистых известняков, в которых также отмечаются кристаллы полевых шпатов и кварца (0.03–0.1 мм). Эти породы рассечены тонкими тектоническими трещинами перпендикулярно или под углом 45–60° к поверхностям напластования.

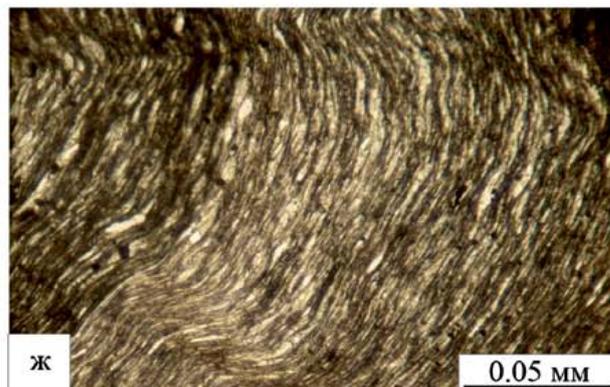
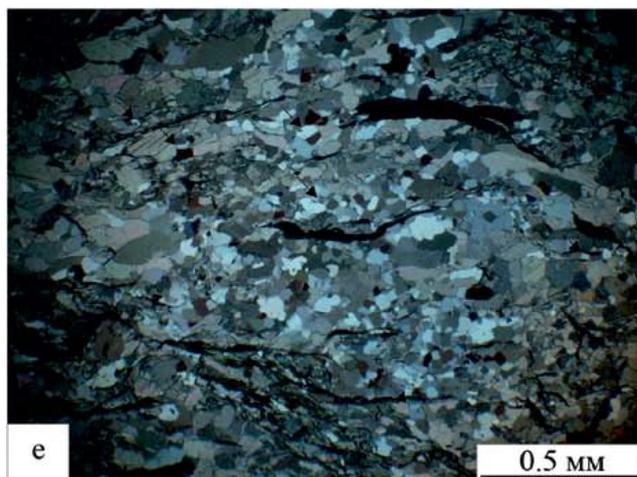
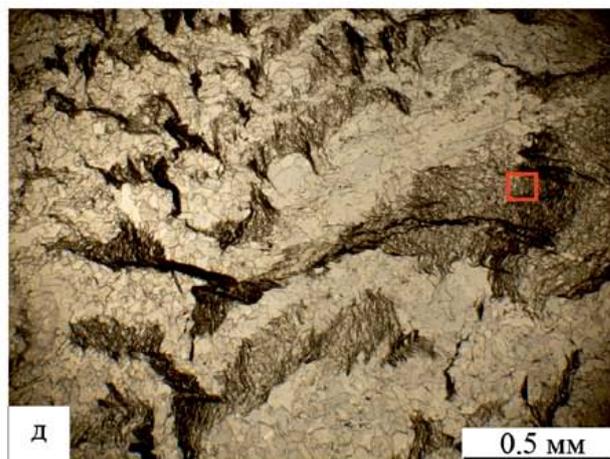
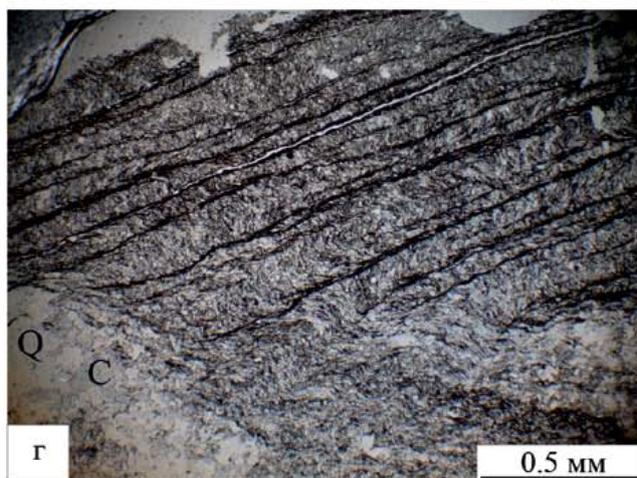
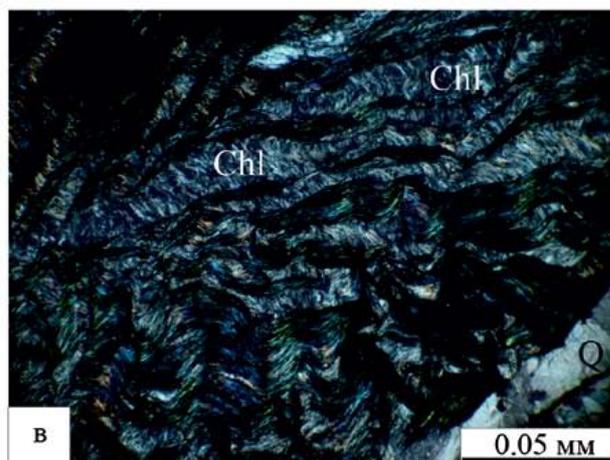
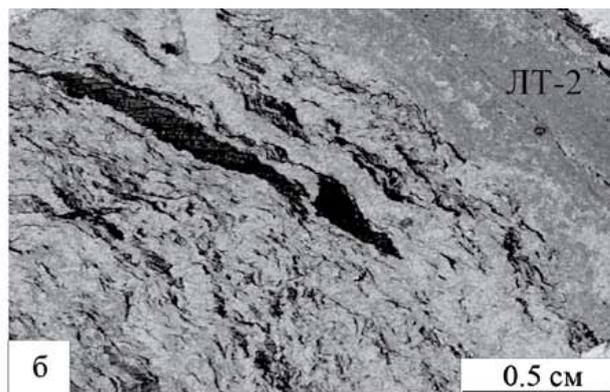
**ЛТ-4. Известняковые песчаники мелко- и/или тонкозернистые слоистые** (рис. 6). Макроскопически – это тонкоплитчатые темно-серые породы с мелко-тонкозернистой обломочной струк-

Таблица 2. Основные типы пород  
Table 2. Main types of rocks

| Литотип  | Текстура  | Краткое описание  | Минеральный состав             |              |                             |                              |  | Вторичные изменения   |
|--|---|---|--------------------------------|--------------|-----------------------------|------------------------------|--|---|
|  |   |   | Кальцит<br>+ доломит (%)       | Кварц<br>(%) | Альбит<br>+ ортоклаз (%)    | Хлорит<br>+ мусковит (%)     | Другое (%)   |   |
| ЛП-1. Глинисто-кремнисто-известковый сланец                              | –   | Очень тонкослоистые породы сложены чешуйками хлорита и мусковита. Между глинистыми минералами наблюдаются примазки органического вещества   | 50.55–50.93+0                  | 15.87–27.88  | (3.15–7.87)+<br>(1.37–3.90) | (6.38–10.39)+<br>(6.37–7.17) | TiO<br>(0.24–0.32),<br>FeS <sub>2</sub><br>(0.16–0.32) | Сильное расщепление, порода пронизана густой сетью пологоугольно-кварц-кальцитовых жил; стилолитизация  |
| ЛП-2. Известняк микрозернистый с ходами илоедов                          | Биотурбирванная   | Основная масса сложена микрокристаллическим кальцитом, на фоне которого отмечаются многочисленные ходы илоедов, в основном <i>Scolithos</i> , иногда, вероятно, <i>Chondrites</i> . Изредка отмечается органогенный материал  | 82.74+0                        | –            | 3.67+0.95                   | 3.65 + 2.39                  | TiO (0.16)   | Окварцевание и альбитизация, расщепление на плоскостях, стилолитизация  |
| ЛП-3. Известняк микро-тонкозернистый слоистый                            | В основном тонкая горизонтальная слоистость, иногда косая и конволютная | Основная масса породы сложена микро-тонкозернистым кальцитом, иногда с примесью пеллоидов и неопределимыми микроблокстами. Многочисленные тонкие прослои, обогащенные полевыми шпатами и кварцем. Иногда слоистость нарушена ходами илоедов   | (68.48–75.45) +<br>(2.21–5.72) | 6.07–12.32   | (4.72–10.49) +<br>(0–3.34)  | (1.86–4.33)+0                | TiO 0–0.16   | Окварцевание и альбитизация, расщепление  |
| ЛП-4. Известняковые песчаники мелко- и/или тонкозернистые                | Градационная слоистость   | Порода сложена обломками микрозернистых известняков тонко- и мелкопесчаной размерности. Редкие блоксты криноидей, брахиопод и остракод. Цемент в основном спаритовый, но в отдельных прослоях с глинистой примесью  | 80.37+0.92                     | 9.13%        | 3.67+0                      | 3.17+0                       | FeS <sub>2</sub> 0/16                                  | Расщепление, окварцевание, альбитизация, толстые субперпендикулярные кварц-кальцитовые жилы, мраморизация?  |
| ЛП-5. Известняковый песчаник крупно- и среднезернистый                   | Слабая градационная слоистость, нижняя граница часто эрозивная          | Преобладают обломки микрозернистых известняков. В единичных случаях отмечаются обломки цианобактериальных известняков. Немногочисленные блоксты, в основном членики криноидей, но иногда отмечаются фрагменты зеленых дактилоидов водорослей, раковин брахиопод и остракод. Цемент спаритовый, друзовый или гранулярный | 95.80–96.00 +<br>1.29–1.84     | –            | 1.05+0                      | (1.21–1.24)+0                | FeS <sub>2</sub> (0.32)                                | Сильное расщепление перпендикулярно или косо к поверхностям напластования, незначительное окварцевание и альбитизация, толстые кварц-кальцитовые жилы |
| ЛП-6. Известняковый конгломерат с магритесом из известнякового песчаника | Нижняя граница эрозивная  | Присутствуют крупные окатанные обломки пород (в основном микрозернистых известняков и аргиллитов, в единичных случаях – обломки биогермных известняков). Матрикс представлен известняковыми песчаниками (ЛП-4/ЛП-5). Цемент спаритовый, друзовый и гранулярный  | Н.о.                           | Н.о.         | Н.о.                        | Н.о.                         | Н.о.   | Толстые кварц-кальцитовые жилы, альбитизация и окварцевание   |
| ЛП-7. Известняковая конгломерация  | –   | Обломки разного размера (0.2 мм – 1.0 м) и состава (представлены в основном породами, описанными в предыдущих литотипах). Единичны обломки биогермных пород. Цемент глинисто-доломитовый с единичными блокстами криноидей и брахиопод   | Н.о.                           | Н.о.         | Н.о.                        | Н.о.                         | Н.о.   | Толстые кварц-кальцитовые жилы, окварцевание и альбитизация   |

Примечание. Н.о. – химический и, следовательно, минеральный состав не определяется.

Note. Н.о. – chemical and mineral composition are not determined.



**Рис. 3.** ЛТ-1 – глинисто-кремнисто-известковые сланцы.

а. Общий вид. Большая часть породы сложена полевошпат-кварц-кальцитовой мозаикой, внутри которой “плавают” обрывки аргиллитов. Черные квадратики и прямоугольники в центральной и правой части изображения – кристаллы пирита. Шлиф П-Ил121/10в-2019. б. Линзовидные участки и обрывки аргиллитов в основной полевошпат-кварц-кальцитовой мозаике. В верхней правой части шлифа прослой микрозернистого известняка с ходами илоедов (ЛТ-2), с которыми в основном ассоциируют сланцы. Шлиф П-Ил121/11-2019. в. Участок гофрированного хлорит-мусковитового аргиллита, прорванный трещинами, которые залечены преимущественно хлоритом (*Chl*), чьи чешуйки ориентированы перпендикулярно глинистым минералам из вмещающей массы. Внизу справа трещина, залеченная кварцем (Q). Шлиф П-Ил121/286-2019. Скращенные николи. г. Гофрированные хлорит-мусковитовые аргиллиты. Темные косые линии – сутурные швы. Внизу слева кварц(Q)-кальцитовая(C) мозаика. Шлиф П-Ил121/10б-2019. д. Обрывки серицит-хлоритового аргиллита в полевошпат-кварц-кальцитовой мозаике. Красный квадрат указывает место, изображенное на фрагменте “ж”. Шлиф П-Ил121/30-2019. е. Полевошпат-кварц-кальцитовая мозаика с редкими обрывками углеродистых аргиллитов. Стрелки указывают на двойники полевых шпатов. Шлиф П-Ил121/286-2019. Скращенные николи. ж. Деталь фрагмента “г”. Чешуйки глинистых минералов с микрокристаллами полевых шпатов, кварца и кальцита между ними. Шлиф П-Ил121/30-2019. Все снимки, за исключением микрофото в и е, сделаны без анализатора.

**Fig. 3.** LT-1 – clayey-siliceous-calcareous shales.

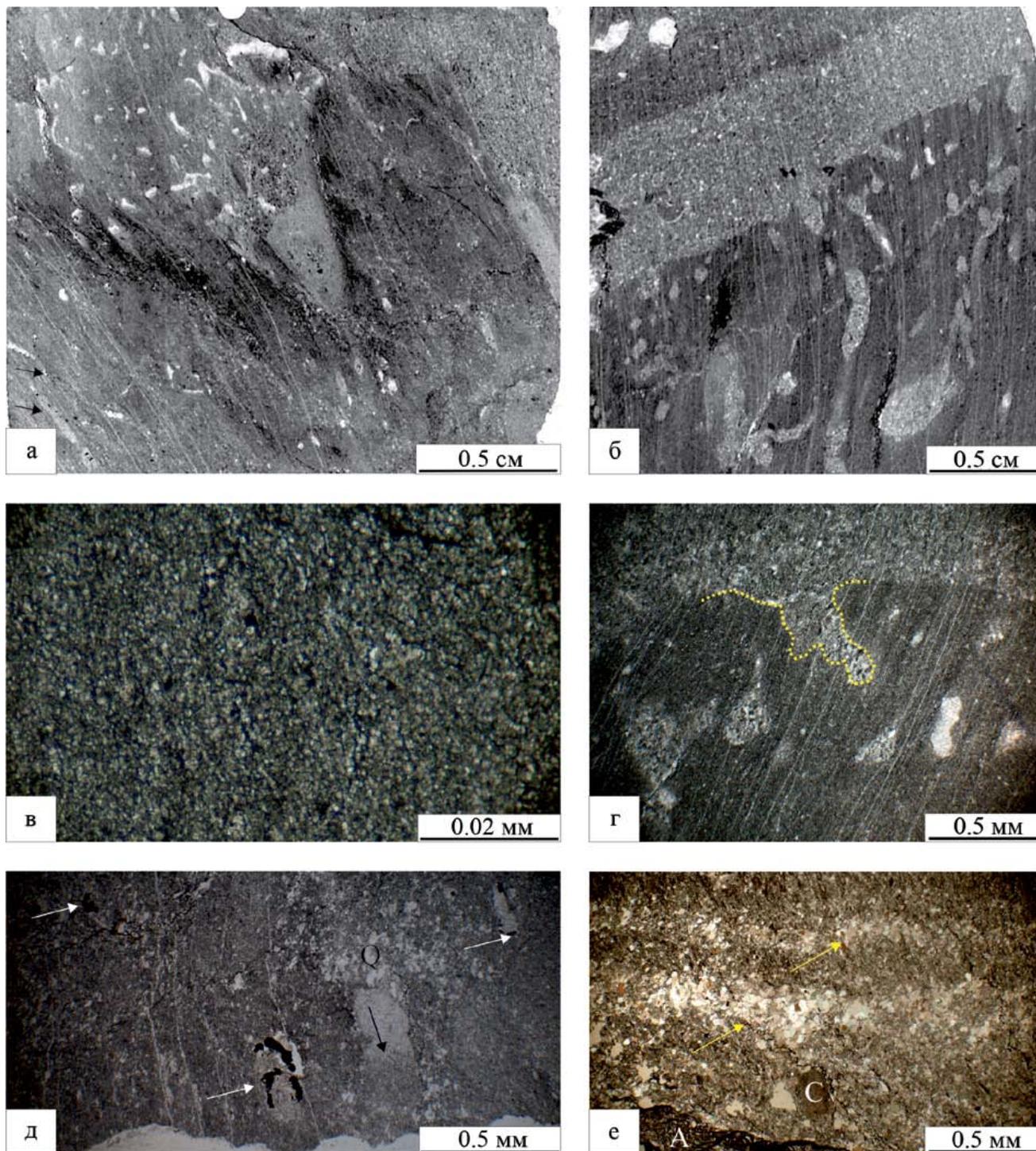
a. General view. The rock mostly composed by feldspar-quartz-calcite mosaic, with fragments of mudstones “floated” inside. The black squares in the central and right parts of the picture are pyrite crystals. Thin section П-Ил 121/10в-2019. б. Lenticular areas and fragments of mudstones in the feldspar-quartz-calcite mosaic. In the upper right part of the thin section, there is an interlayer of micro-grained limestone with burrows of mud-eaters (LT-2). with which shales are mainly associated. Thin section П-Ил 121/11-2019. в. A section of corrugated chlorite-muscovite mudstone, broken by cracks, healed mainly by chlorite (*Chl*), whose flakes are oriented perpendicular to the clay minerals from the host mass. Below right is a quartz-healed crack (Q). Thin section П-Ил 121/286-2019. Crossed nicols. г. Corrugated chlorite-muscovite mudstones. Dark oblique lines are suture seams. Bottom left quartz (Q)-calcite (C) mosaic. Thin section П-Ил 121/10в -2019. д. Fragments of sericite-chlorite mudstone in the feldspar-quartz-calcite mosaic. The red square indicates the place depicted on “ж”. Thin section П-Ил 121/30-2019. е. Feldspar-quartz-calcite mosaic with rare fragments of carbonaceous mudstones. Arrows point to feldspar twins. Thin section П-Ил 121/286-2019. Crossed nicols. ж. Detail of “г”. Flakes of clay minerals with microcrystals of feldspars, quartz and calcite between them. Thin section P-III121/30-2019.

турой и градационной текстурой; слагают слои до 5.0–7.0 см, ассоциируясь с микрозернистыми известняками (ЛТ-2) и глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (ЛТ-1). По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 1$ ), известняковые песчаники состоят из (об. %): кальцита (80.37), кварца (9.13), альбита (3.67), хлорита (3.17), доломита (0.92) и пирита (0.16). Порода сложена тонкими (0.05–0.1 мм) и мелкими (0.1–0.25 мм) обломками пелитоморфных известняков (см. рис. 6в, д). Их окатанность в разных образцах может меняться от хорошей (для мелкой размерности) до плохой (для тонкой размерности). До 5–20% породы представлено органогенным материалом, среди которого обычно отмечаются членики криноидей (см. рис. 6д), фрагменты створок брахиопод и остракод до 0.25 мм. В некоторых случаях для этого типа пород свойственна градационная сортировка, характеризующаяся прослоями (0.5–1.0 мм), сложенными тонкими и мелкими обломками пелитоморфных известняков. В некоторых случаях градационная слоистость подчеркивается большим или меньшим количеством органогенного материала. Цемент представлен микрозернистым спаритовым кальцитом то более светлым, то более темным (обогащенным глинистым веществом), что также подчеркивает часто слоистую текстуру породы (см. рис. 6б).

Для этого типа пород характерно большое разнообразие эпигенетических изменений. Наиболее частым из них является рассланцевание (см.

рис. 6а), из-за чего многие осадочные зерна удлинены косо или перпендикулярно первичной осадочной слоистости (см. рис. 6д), но согласно сечением породы тонким кальцитовым жилам. Другой характерной чертой для этих пород являются многочисленные толстые (0.2–5.0 мм шириной) субперпендикулярные поверхностям напластования жилы, залеченные крупнокристаллическими (1.0–2.5 мм) кварцем и кальцитом (см. рис. 6б). Вокруг этих жил отмечается “ореол” (1.0–4.0 мм) развития аутигенных кварца и альбита (см. рис. 6б, г, е). Важно отметить, что здесь кристаллы альбита значительно крупнее (0.2–0.5 мм), а его количество в измененных участках может достигать 10% (в целом его количество в породе не превышает 1%). Перекристаллизация (мраморизация?) также часто “сопровождает” эти трещины (см. рис. 6в, г): порода в этих частях представляет собой кристаллический (от 0.25–0.5 до 1.0–2.5 мм) кальцит с теневой первичной структурой.

**ЛТ-5. Известняковый песчаник крупно- и среднезернистый** (рис. 7). Макроскопически это плитчатые темно-серые породы с крупно-среднезернистой обломочной структурой и слоистой текстурой мощностью 0.1–0.2 (редко до 0.3 м). Нижняя граница этих известняков, как правило, ровная, но иногда отмечаются выгнутые книзу утолщения до 5.0 см. Этот тип пород в основном ассоциируется с микрозернистыми известняками (ЛТ-2) и глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (ЛТ-1), а также с известняковыми конгломератами

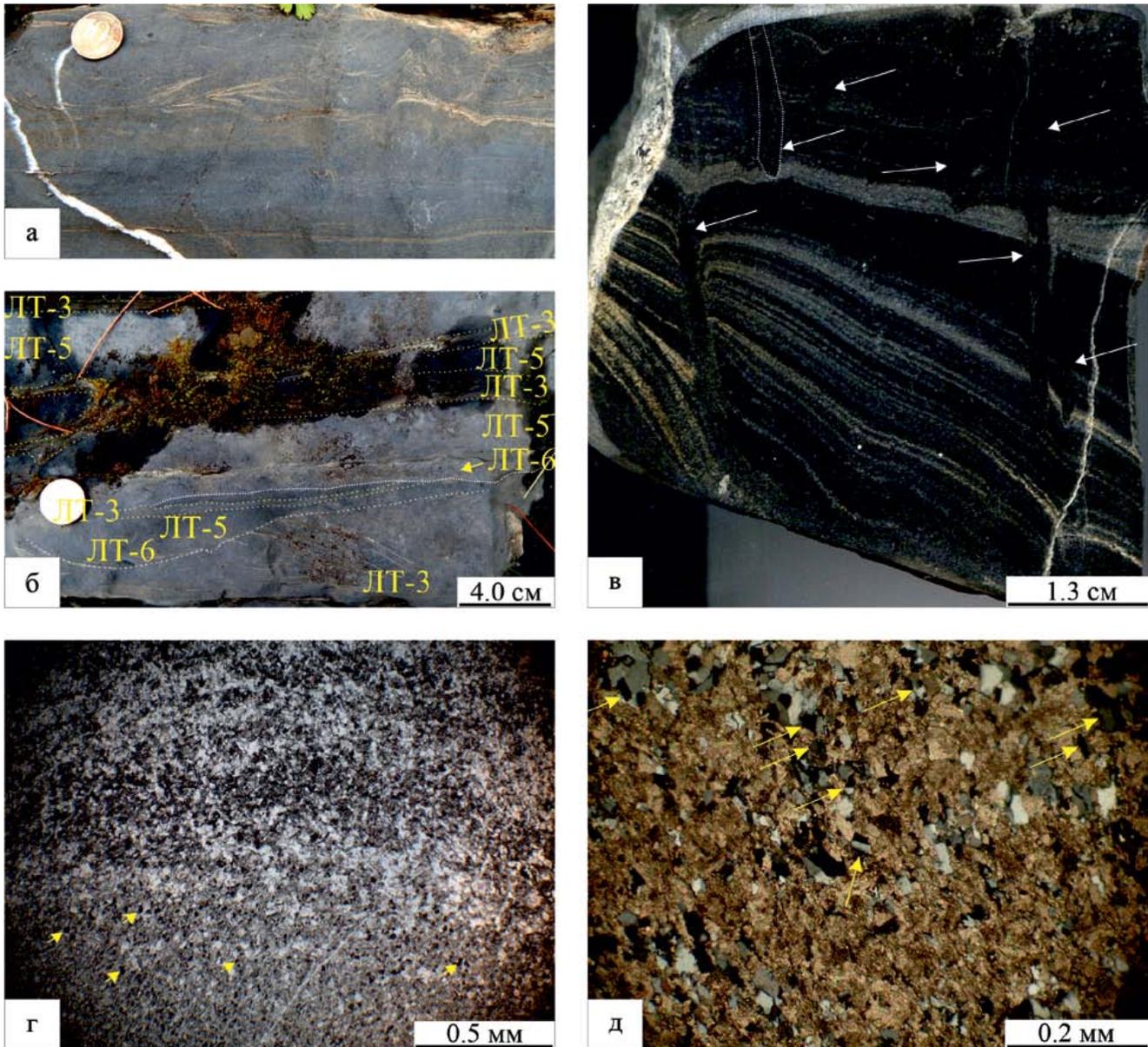


**Рис. 4.** ЛТ-2 – известняк микрозернистый с ходами илоедов.

а. Общий вид. По всей породе развиты ходы илоедов, заполненные светлым спаритовым кальцитом. Стрелки внизу слева указывают на ходы илоедов с пиритом на границах с вмещающей породой. Шлиф П-Ил121/12-2019. б. Субвертикальные ходы илоедов, заполненные мелкозернистым известняковым песчаником (ЛТ-4). Слой последнего покрывает микрозернистый известняк. Шлиф П-Ил121/35а-2019. в. Микрозернистый известняк. Деталь. Шлиф П-Ил121/28а-2019. г. Ходы илоедов, заполненные мелкозернистым известняковым песчаником. Деталь фрагмента “б”. Желтая пунктирная линия подчеркивает границу известнякового песчаника и микрозернистого известняка с ходом илоеда. Шлиф П-Ил121/35а-2019. д. Пиритизация на границах ходов илоедов (белые стрелки). Черная стрелка указывает на геопетальную структуру внутри хода илоеда. Q – скопления кварца и альбита. Шлиф П-Ил121/12-2019. е. Прослои и линзы, обогащенные альбитом и кварцем (желтые стрелки). А – тонкий (мощностью 0.1–0.2 мм) прослой аргиллита гофрированного (ЛТ-1). С – членик криноидеи. Шлиф П-Ил121/30-2019. Все микрофото при параллельных николях.

**Fig. 4.** LT-2 – micro-grained limestones with mud-eater burrows.

a. General view of LT-2. Throughout the rock, the mud-eater burrows are developed, filled with light sparite calcite. The arrows at the bottom left indicate the passages of the mud-eaters with pyrite at their boundaries with the host rock. Thin section П-Ил121/12-2019. б. Subvertical burrows of mud-eaters filled with fine-grained limestone sandstone (LT-4). The layer of the latter is covered with micro-grained limestone. Thin section П-Ил121/35а-2019. в. Micro-grained limestone. Detail. Thin section П-Ил21/28а-2019. г. Burrows of mud-eaters filled with fine-grained limestone sandstone. Detail of “46”. The yellow dashed line emphasizes the boundary between limestone sandstone and micro-grained limestone with a burrow. Thin section П-Ил 121/35а-2019. д. Pyritization at the boundaries of the mud-eater burrows (white arrows). The black arrow points to the geopetal structure within the burrow. Q – clusters of quartz and albite. Thin section П-Ил 121/12-2019. е. Albite and quartz enriched interlayers and lenses (yellow arrows). A – thin (0.1–0.2 mm thick) interlayer of corrugated mudstone (LT-1). C – crinoid ossicles. Thin section П-Ил 121/30-2019.

**Рис. 5.** ЛТ-3 – известняки микро-тонкозернистые слоистые.

а. Общий вид. Тонко-горизонтально слоистые и косослоистые известняки чередуются с микрозернистыми известняками (ЛТ-2). Полевое фото. Слой 10. Для масштаба монетка (слева сверху) диаметром 2.0 см. б. Морфология слоев слоистых известняков (подчеркнуто желтыми пунктирными линиями), чередующихся с известняковыми песчаниками (ЛТ-5) и конглогравелитами (ЛТ-6). Основания тонких слоев ЛТ-6, как правило, эрозионные (подчеркнуто белыми пунктирными линиями). Полевое фото. Слой 1. в. Микро-тонкозернистый известняк с косою слоистостью. Первичная

слоистость нарушена ходами *Scolithos* (стрелки). Один пример норы подчеркнут пунктирной линией. Пришлифовка. Обр. П-Ил121/7b-2019. г. Микроструктура ЛТ-3. Белыми стрелками указаны некоторые примеры микропеллоидов, характерных для этого типа пород. Белые пятна, образующие скопления в виде прослоев, – новообразованные альбит и кварц. Шлиф П-Ил121/31a-2019. Параллельные николи. д. Новообразованные альбит-кварцевые сростки в микро-тонкозернистом карбонатном матриксе. Желтые стрелки указывают на заметные содвигнутые кристаллы аутигенного альбита. Шлиф П-Ил121/7b-2019. Скрещенные николи.

**Fig. 5.** LT-3 – micro-finegrained layered limestone.

a. General view. Thin horizontally layered and cross-bedded limestones alternate with micro-grained limestones (LT-2). Field photo. Layer 10. For the scale, a coin (top left) with a diameter of 2.0 cm. б. Morphology of layered limestones (underlined by yellow dashed lines) alternating with limestone sandstones (LT-5) and congloravelites (LT-6). The bases of thin layers of LT-6 are usually erosive (underlined by white dashed lines). Field photo. Layer 1. в. Micro-finegrained limestone with cross stratification. Primary bedding is disturbed by *Scolithos* burrows (arrows). One example of a burrow is underlined with a dotted line. Slab. Sample П-Ил121/7b-2019. г. Microstructure of LT-3. White arrows indicate some examples of micropeloids that are characteristic of this type of rocks. White spots that form interlayer clusters are newly formed albite and quartz. Thin section П-Ил121/31a-2019. д. Newly formed albite-quartz intergrowths in a micro-finegrained carbonate matrix. White arrows point to noticeable twinned crystals of authigenic albite. Thin section П-Ил121/7b-2019. Crossed nicols.

(ЛТ-6). По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 2$ ), порода состоит из (об. %): кальцита (95.80–96.00) с включениями доломита (1.29–1.84), альбита (1.05), хлорита (1.21–1.24) и пирита (0–0.32). Обломки микрозернистых известняков (0.2–0.5 мм, редко больше) преобладают (50–70%). В единичных случаях отмечаются обломки цианобактериальных известняков. Обломки пород преимущественно удлиненные, вероятно, слабоокатанные (к сожалению, этого точно нельзя узнать из-за сильных эпигенетических изменений). Ориентировка (там, где она не нарушена последующими изменениями) преимущественно по напластованию (см. рис. 7а), иногда отмечается слабая градационная сортировка обломков. Немногочисленный (до 10–20, редко до 30%) органический материал представлен в основном члениками криноидей (0.2–1.0 мм) (см. рис. 7в), но в некоторых образцах также отмечаются фрагменты дазикладовых водорослей, раковин брахиопод и остракод. Органический материал, как правило, концентрируется в отдельных прослоях (2.0–5.0 мм), чередующихся с таковыми (2.0–6.0 мм), где они практически отсутствуют. Цемент спаритовый друзовый и/или гранулярный. Иногда отмечаются тонкие (до 0.1 мм) каемки кальцита типа “собачьих зубов” (dogtooth).

Эти породы, как правило, сильно рассланцованы, из-за чего осадочные зерна часто удлиненны перпендикулярно (см. рис. 7б, г) или косо к поверхностям напластования. К обломкам пород приурочены (в незначительном количестве – до 1%) окварцевание и альбитизация, объем которых увеличивается (иногда до 10–15%) возле кварц-кальцитовых жил, образуя “ореолы” от 2.0 мм до 1.0 см толщиной.

**ЛТ-6. Известняковый конглогравелит с матриксом из известнякового песчаника.** Макроскопически это темно-серые породы с обломочной (конглогравийной) структурой и градационно-слоистой текстурой. Они слагают в основном нижнюю часть слоев крупно- и среднезернистых известняко-

вых песчаников (ЛТ-5), находясь преимущественно в выгнутых книзу утолщениях (эрозионных карманах). В редких случаях этот тип пород встречается в виде линз (от  $5 \times 30$  до  $10 \times 100$  см) или слоев мощностью до 0.25 м. Породы сходны с предыдущим литотипом (ЛТ-5), но отличаются присутствием (от 20 до 50%) крупных (от 2.0 мм до 2.0 см и более) окатанных обломков пород (рис. 8а). Среди них преобладают обломки микрозернистых известняков (ЛТ-2) (см. рис. 8б), иногда содержащих биокластовый материал или новообразованные кварц и альбит, собранные в прослои и линзы (до 0.2 мм). Более редки плоские (толщиной до 0.5 мм и длиной до первых сантиметров) обломки более темных тонкослоистых известковых аргиллитов (по всей видимости, ЛТ-1 до постседиментационных преобразований) (см. рис. 8в). В единичных случаях отмечаются обломки биогермных (рис. 8е) пород (отдельные из которых переполнены остатками *Girvanella* (см. рис. 8ж) и *Sphaerina(?)*), мелкозернистых (ЛТ-4) и среднезернистых (ЛТ-5) известняковых песчаников (см. рис. 8д). Обломки, как правило, имеют округлые очертания, но рваные границы из-за рассланцованности.

Известняковый песчаный мелкозернистый матрикс (см. рис. 8б–г) в основном представлен мелкими (0.05–0.1, редко до 0.2 мм) с примесью крупных (0.5–1.0 мм) обломками микрозернистых известняков. От 1 до 30% породы представлены органическим материалом, среди которых отмечаются членики криноидей (до 1.0 мм), обломки раковин брахиопод (до 1.0 см) и щитков трилобитов (до 1.5 мм). В некоторых образцах могут присутствовать фрагменты одиночных кораллов – ругоз (диаметром до 3.0–4.0 мм) и *Halysis*. Цемент, по всей видимости, блоковый спаритовый, часто регенерационный по мелким известняковым песчинкам (таблитчатые кристаллы  $0.05 \times 0.1$ –0.2 мм, удлиненные косо к поверхностям напластования). В более крупнозернистом матриксе отмечается друзовый и гранулярный спаритовый кальцит (см. рис. 8е, ж).

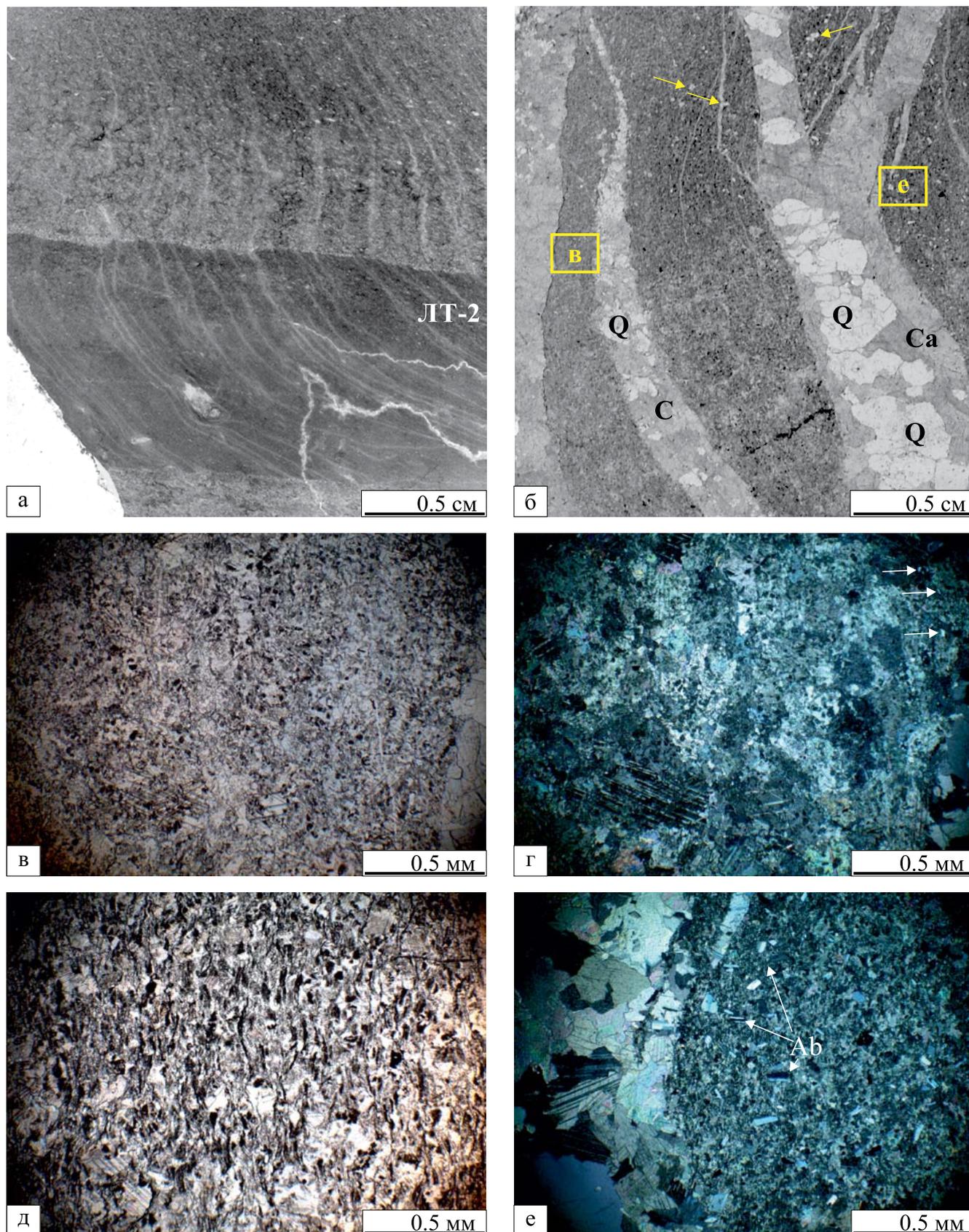


Рис. 6. ЛТ-4 – известняковые песчаники тонко- и мелкозернистые.

а. Тонкозернистые известняковые песчаники, чередующиеся с микрозернистыми известняками с ходами илоедов (ЛТ-2). Характерны многочисленные кальцитовые жилы, ориентированные косо и перпендикулярно поверхностям напластования. Шлиф П-Ил121/6-2019. б. Мелкозернистый известняковый песчаник со слабо различной слоистостью: более темная полоса в верхней части изображения обозначает темный микроспаритовый цемент обогащенный глинистой примесью. Порода рассечена толстыми кварц-кальцитовыми жилами: Q – кварц, Ca – кальцит. Желтые квадраты с буквами в и е обозначают места микрофото “в” и “е” соответственно. Стрелки указывают на некоторые наиболее крупные зерна альбита, расположенные в “ореоле” трещины. Шлиф П-Ил121/8-2019. в. Перекристаллизованный (мраморизованный) тонкозернистый известняковый песчаник. Хорошо видно первичное строение породы. Справа виден край кварц-кальцитовой трещины. Шлиф П-Ил121/8-2019. г. Тот же, что и в, но со скрещенными николями. Здесь видно, что порода сложена разнокристаллическим кальцитом с “лапчатыми” границами, а первичное строение в виде теней. Стрелки указывают на кристаллы альбита, развитые вдоль трещины. Шлиф П-Ил121/8-2019. д. Мелкозернистый известняковый песчаник с зернами, удлинёнными субперпендикулярно поверхностям напластования в процессе расланцевания. Шлиф П-Ил121/27-2019. Параллельные николи. е. “Ореол” альбитизации (Ab) возле толстой кварц-кальцитовой жилы в тонкозернистом известняковом песчанике. Шлиф П-Ил121/8-2019. Скрещенные николи.

**Fig. 6.** LT-4 – Fine-grained limestone sandstones.

а. Fine-grained limestone sandstones alternating with micro-grained limestones with mud-eater burrows (LT-2). Numerous calcite veins oriented obliquely and perpendicularly to the bedding surfaces are characteristic. Thin section П-Ил121/6-2019. б. Fine-grained limestone sandstone with subtle stratification: a darker band at the top of the picture indicates a dark microsparitic cement rich in clay impurities. The rock is dissected by thick quartz-calcite veins: Q – quartz, Ca – calcite. Yellow squares with letters в and е denote photomicrograph locations “в” and “е”, respectively. Arrows indicate some of the largest albite grains located in the “halo” of the crack. Thin section П-Ил121/8-2019. в. Recrystallized (marbleized?) fine-grained limestone sandstone. The primary structure of the rock is clearly visible. The edge of a quartz-calcite crack is visible on the right. Thin section П-Ил121/8-2019. г. The same as C, but with crossed nicols. It can be seen here that the rock is composed of different-crystalline calcite with “clawed” boundaries, and the primary structure is in the form of shadows. Arrows indicate albite crystals developed along the crack. Thin section П-Ил121/8-2019. д. Fine-grained limestone sandstone with grains elongated sub-perpendicular to the bedding surfaces due to shear formation. Thin section П-Ил121/27-2019. е. Albitization “halo” (Ab) near thick quartz-calcite vein in fine-grained limestone sandstone. Thin section П-Ил121/8-2019. Crossed nicols.

Из вторичных изменений бросаются в глаза альбит-кварц-кальцитовые жилы (0.1–5.0 мм), секущие породу перпендикулярно поверхностям напластования. Преобладает кальцит (0.4–2.0 мм) с “лапчатыми” границами (кристаллы сильно вдавлены друг в друга). Кварц и альбит обычны в центральной части жил, где слагают или крупные, либо мелкие кристаллы (0.1–0.3 мм), заполняющие пространство между кристаллами кальцита. Граница этих жил и вмещающей породы с одной стороны резкая, а с другой – имеется “буферная” зона (толщиной 0.4–2.0 мм), представленная тонкокристаллическим кальцитом. Кроме того, к матриксу также приурочены окварцевание и альбитизация.

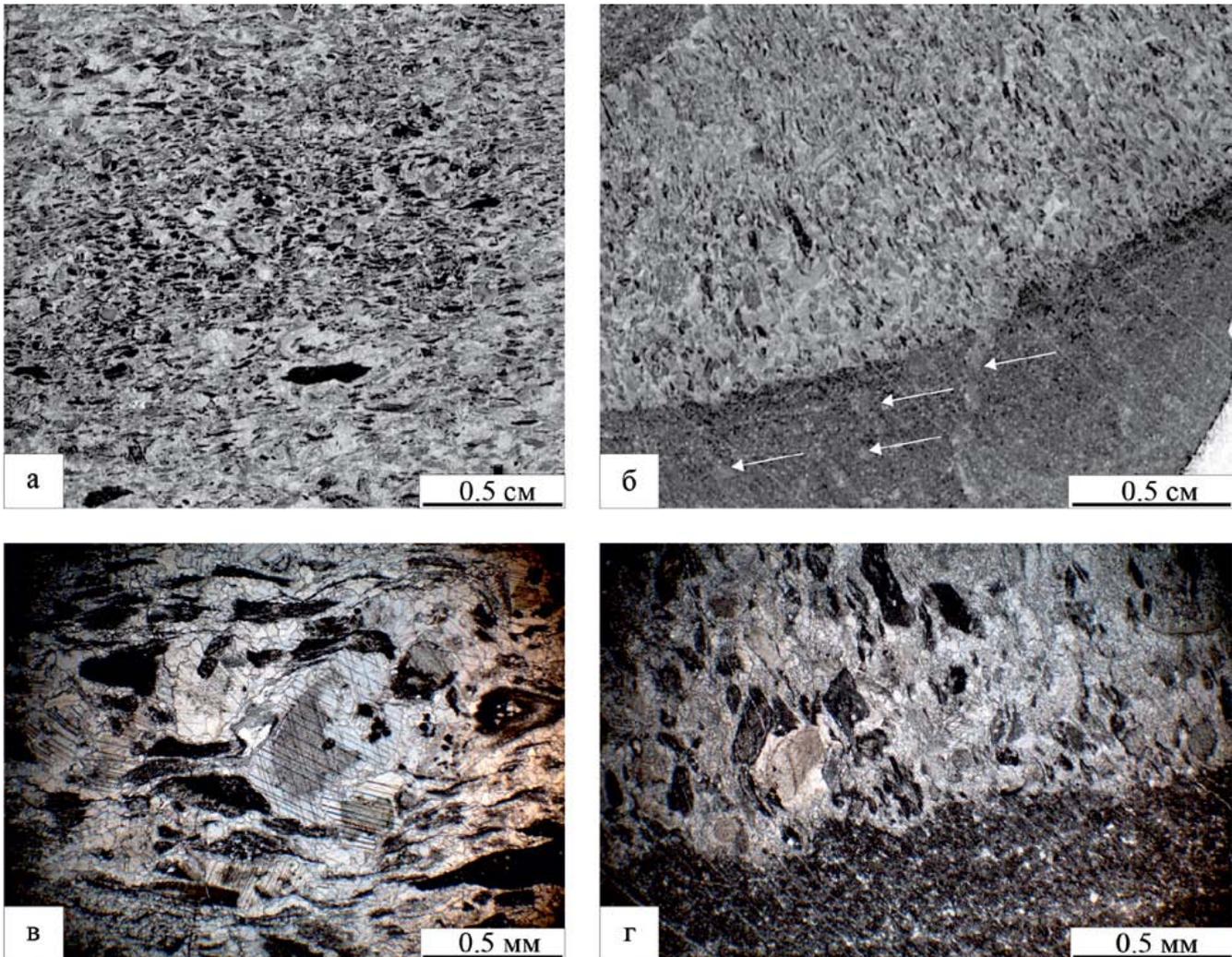
**ЛТ-7. Известняковая конглобрекция.** Макроскопически это плитчатые или массивные темно-серые породы с обломочной структурой и беспорядочной текстурой, слагающие слои от 0.4 до 2.0 м. Этот литотип состоит из обломков пород разного размера (от 0.2 мм до 1.0 м, но в основном до 0.25 м) и состава (рис. 9). В одном из шлифов (площадью 2.5 × 5.0 см) было подсчитано 19 обломков 5 типов, среди которых преобладали (12 обломков) фрагменты микрозернистых известняков с ходами илоедов (ЛТ-2) (см. рис. 9г) с подчиненным количеством (5 обломков) фрагментов мелкозернистых известняковых песчаников (ЛТ-4) (см. рис. 9д). Обломков микро-тонкозернистых слоистых известняков (ЛТ-3) и крупно-среднезернистых известняковых песчаников (ЛТ-5) было отмечено по 1 шт. Во время полевых исследований в известняковых конглобрекциях был обнаружен 1 обломок (размером 0.3 м) биогерм-

ного известняка. Среди крупных обломков (0.1 м и более) отмечаются в основном фрагменты известняковых песчаников (ЛТ-4, ЛТ-5) и известняковых конглобравелитов (ЛТ-6), представляющих собою часто фрагменты плит известняков (см. рис. 9а). Обломки, как правило, не ориентированы в нижней и средней частях слоев конглобрекций (см. рис. 9б), но в верхней части слоев, преимущественно, уже имеют ориентировку (см. рис. 9в), примерно совпадающую с поверхностями напластования. Цементом для этих брекчий служит глинисто-доломитовая масса (см. рис. 9б–е) с единичными члениками криноидей и створками брахиопод. На выветрелой поверхности этот матрикс белесый (см. рис. 9б, в). Важно отметить, что в слое 15 (см. рис. 2) этот белесый матрикс отмечается также в качестве обломков.

Среди вторичных изменений наиболее ярко в этом типе пород проявлены альбитизация и окварцевание, приуроченные большей частью к глинисто-доломитовому матриксу, но иногда преобладают и в блоках. Их распределение в разных типах обломков совпадает с таковым в разных литотипах.

### Основные генетические типы склоновых отложений

Основные генотипы отложений в изученном разрезе представлены отдельным типом породы или, чаще, ассоциацией пород. Среди них выделяются фоновые отложения, отложения донных течений, кальцитурбидиты, кальцидебриты, а также отложения зерновых потоков (?). Типы гравита-



**Рис. 7.** ЛТ-5 – известняковый песчаник крупно- и среднезернистый.

а. Крупнозернистый известняковый песчаник с обломками, ориентированными по слоистости пород. Шлиф П-Ил121/29а-2019. б. Среднезернистый известняковый песчаник, залегающий на микрозернистом известняке с ходами илоедов (белые стрелки). Шлиф П-Ил121/19а-2019. в. Микрофото крупно-среднезернистого известнякового песчаника. В центральной части – членик криноидеи, которые, как правило, в изученных породах не удлинились из-за расщепления, как это произошло с обломками пород в верхней части изображения. Шлиф П-Ил121/29а-2019. г. Среднезернистый известняковый песчаник. Зерна удлинены почти перпендикулярно эрозивной поверхности нижележащих микрозернистых известняков. Шлиф П-Ил121/19а-2019. Все микрофото в параллельных николях.

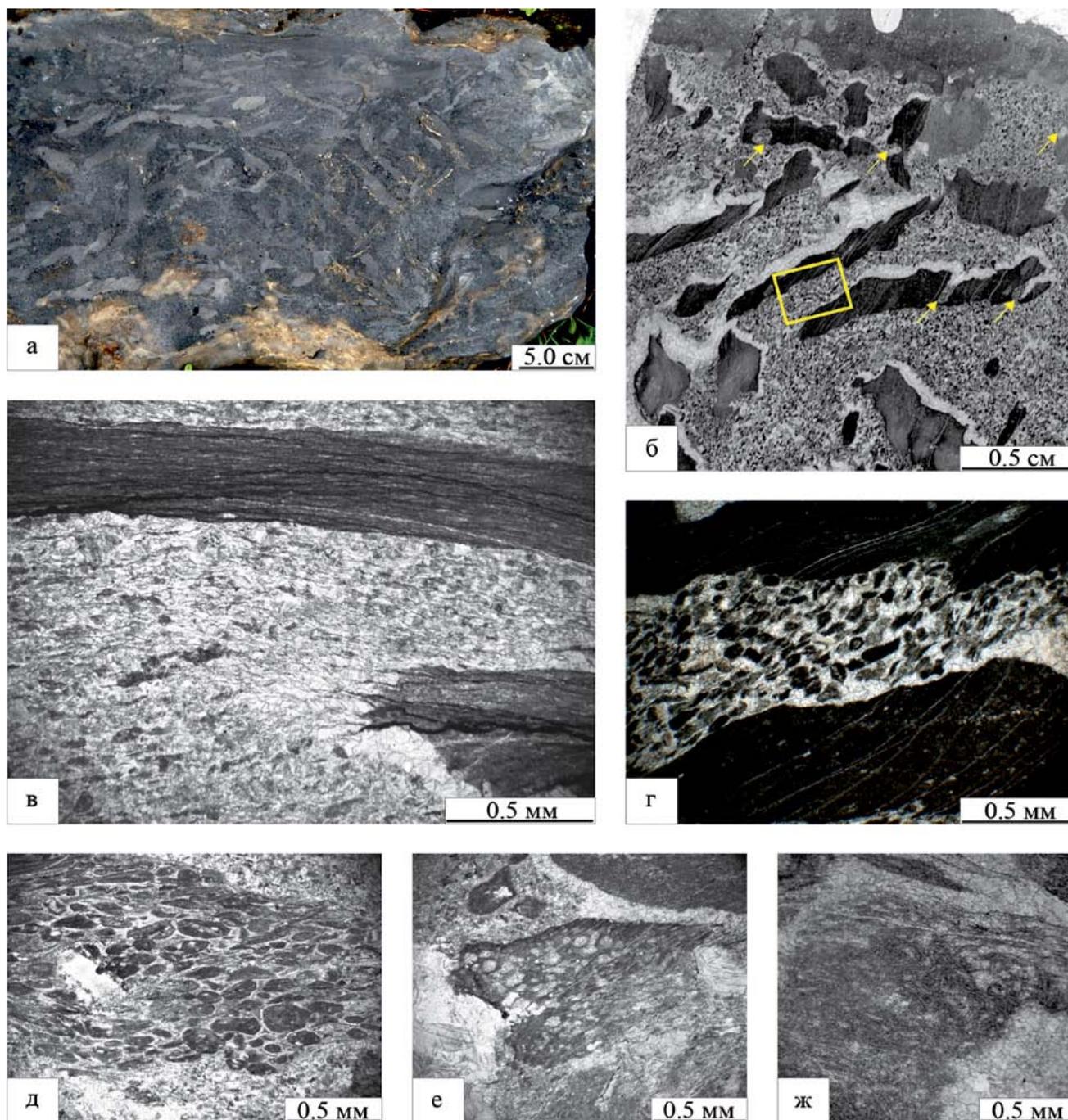
**Fig. 7.** LT-5 – coarse and medium-grained limestone sandstone.

а. Coarse-grained limestone sandstone with clasts oriented along the bedding of rocks. Thin section П-Ил121/29а-2019. б. Medium-grained limestone sandstone overlying micro-grained limestone with burrows (white arrows). Thin section П-Ил121/19а-2019. в. Photomicrography of coarse-medium-grained limestone sandstone. In the central part there is a crinoid ossicles, which, as a rule, in the studied rocks did not elongate due to shearing, as happened with the rock fragments in the upper part of the picture. Thin section П-Ил121/29а-2019. г. Medium-grained limestone sandstone. The grains are elongated approximately perpendicular to the erosional bedding surface with underlying micro-grained limestones. Thin section П-Ил121/19а-2019.

ционных потоков, по сути, являются генотипами подводно-коллювиальной группы механогенного ряда (Фролов, 1984).

**Фоновые отложения.** Ассоциация глинисто-кремнисто-известковых сланцев (ЛТ-1) и микрозернистых известняков с ходами илоедов (ЛТ-2) являет-

ся наиболее широко распространенной в изученном разрезе и слагает слои мощностью от 0.3 до 5.0 м (чередование типов пород каждые 1.0–5.0 см). Эти образования представляют собой основную часть слоев 2–6, 8, 10, 12, 20, 22, 24, 26–27, 29–30 (около 58% мощности разреза Лягадин). Иловые карбонатные



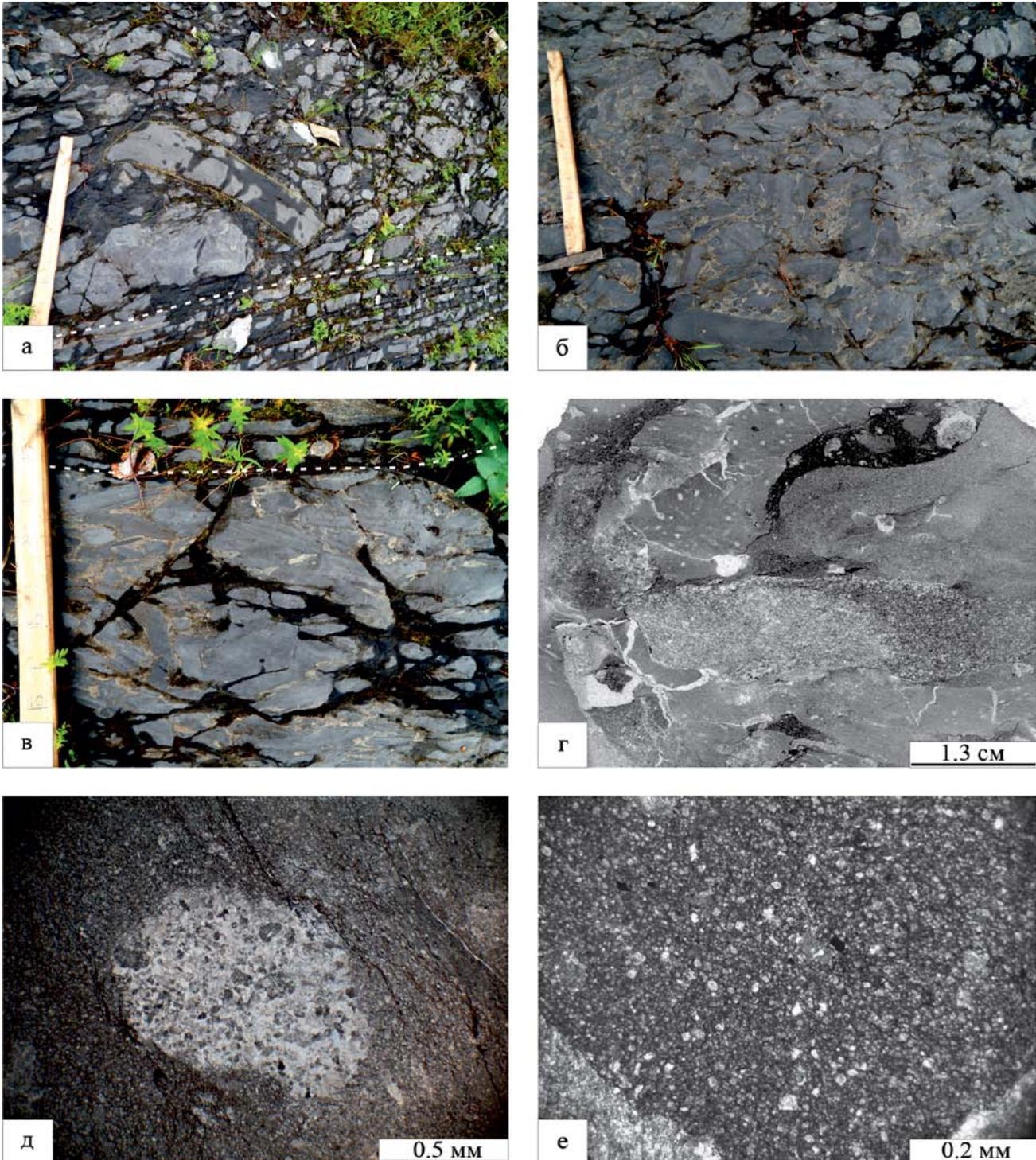
**Рис. 8.** ЛТ-6 – известняковый конглогравелит с матриксом из известнякового песчаника.

а. Общий вид. Известняковые конглогравелиты иногда слагают слои мощностью до 25 см, их строение обычно хорошо заметно на выветрелой поверхности. Полевое фото. Слой 5. б. Известняковый конглогравелит с матриксом из известнякового песчаника. Основной тип обломков представлен микрозернистым известняком (ЛТ-2) с ходами илоедов (стрелки). Желтый квадрат показывает место, показанное в изображении “г”. Шлиф П-Ил121/14-2019. в. Удлиненные обломки известняковых аргиллитов в тонкопесчаном известняковом матриксе. Шлиф П-Ил121/1-2019. г. Деталь изображения “б”. Обломки микрозернистых известняков. Между ними развит песчаный известняковый матрикс. Шлиф П-Ил121/14-2019. д. Обломок мелкозернистого известнякового песчаника. Шлиф П-Ил121/1-2019. е. Обломок биогермного известняка. Между обломками в центре и верхней правой части изображения размещается друзовый спаритовый кальцит. Шлиф П-Ил121/1-2019. ж. Обломок гирванеллового известняка. Шлиф П-Ил121/1-2019. Все микрофото в параллельных николях.

**Fig. 8.** LT-6 – limestone conglomeraelite with a matrix of limestone sandstone.

a. General view. Limestone conglomeraelites sometimes compose layers up to 25 cm thick; their structure is usually clearly visible on a weathered surface. Field photo. Layer 5. б. Limestone conglomeraelite with a limestone sandstone matrix. The main type

of clasts is represented by micro-grained limestone (LT-2) with burrows of mud-eaters (arrows). The yellow square shows the place depicted on image "г". Thin section П-Ил121/14-2019. в. Elongated fragments of calcareous mudstones in a fine sandy limestone matrix. Thin section П-Ил121/1-2019. г. Detail of image "б". The fragments of micro-grained limestone. A sandy limestone matrix is developed between them. Thin section П-Ил121/14-2019. д. Fragment of fine-grained limestone sandstone. Thin section П-Ил121/1-2019. е. Fragment of biohermal limestone. Sparitic calcite is noted between the debris in the center and the debris in the upper right part of the picture. Thin section П-Ил121/1-2019. ж. Fragment of *Girvanella* clast. Thin section П-Ил121/1-2019.



**Рис. 9.** ЛТ-7 – известняковые конглобрекции.

а. Несортированная известняковая конглобрекция. Общий вид. Желтой пунктирной линией обозначены наиболее крупные обломки, представленные фрагментами плиток известняковых песчаников. Белая толстая пунктирная линия обо-

значает основание слоя конглобрекчий. Ниже отмечается тонкое чередование микрозернистых известняков и глинисто-кремнисто-известковых сланцев (слой 12 на рис. 2). Полевое фото. Слой 13. Длина ручки молотка 0.6 м. б. Нижняя часть слоя известняковых брекчий. Обломки, как правило, не ориентированы. Матрикс между ними более светлый на выветрелой поверхности. Полевое фото. Слой 14. Длина ручки молотка 0.6 м. в. Ориентированное расположение обломков в верхней части слоя конглобрекчий. Полевое фото. Слой 13. Видимая длина ручки молотка 45 см. г. Микрофото известняковой брекчий. Видны крупные обломки микрозернистых известняков с ходами илоедов. Шлиф П-Ил121/24-2019. д. Обломок мелкозернистого известнякового песчаника в глинисто-доломитовом матриксе. Шлиф П-Ил121/21-2019. е. Деталь глинисто-доломитового матрикса. Шлиф П-Ил121/24-2019. Все микрофото в параллельных николях.

**Fig. 9.** LT-7 – limestone conglobreccias.

a. Unsorted limestone conglobreccia. General view. The yellow dashed line indicates the largest fragments, represented by fragments of limestone sandstone beds. The white thick dashed line marks the base of the conglobreccia layer. Below them, a fine alternation of micro-grained limestones and clayey-siliceous-calcareous shales is noted (layer 12 in Fig. 2). Field photo. Bed 13. Hammer handle length 0.6 m. б. Lower part of limestone breccias bed. Clasts is usually not oriented. The matrix between them is lighter on a weathered surface. Field photo. Bed 14. The length of the blade handle is 0.6 m. в. Orientation of the clasts in the upper part of the conglobreccia bed. Field photo. Bed 13. The visible length of the hammer handle in this picture is 45 cm. г. Photomicrograph of limestone breccias. There are large fragments of micro-grained limestone with burrows. Thin section П-Ил121/24-2019. д. Fragment of fine-grained limestone sandstone in a clayey-dolostone matrix. Thin section П-Ил121/21-2019. е. Detail of a clayey-dolostone matrix. Thin section П-Ил121/24-2019.

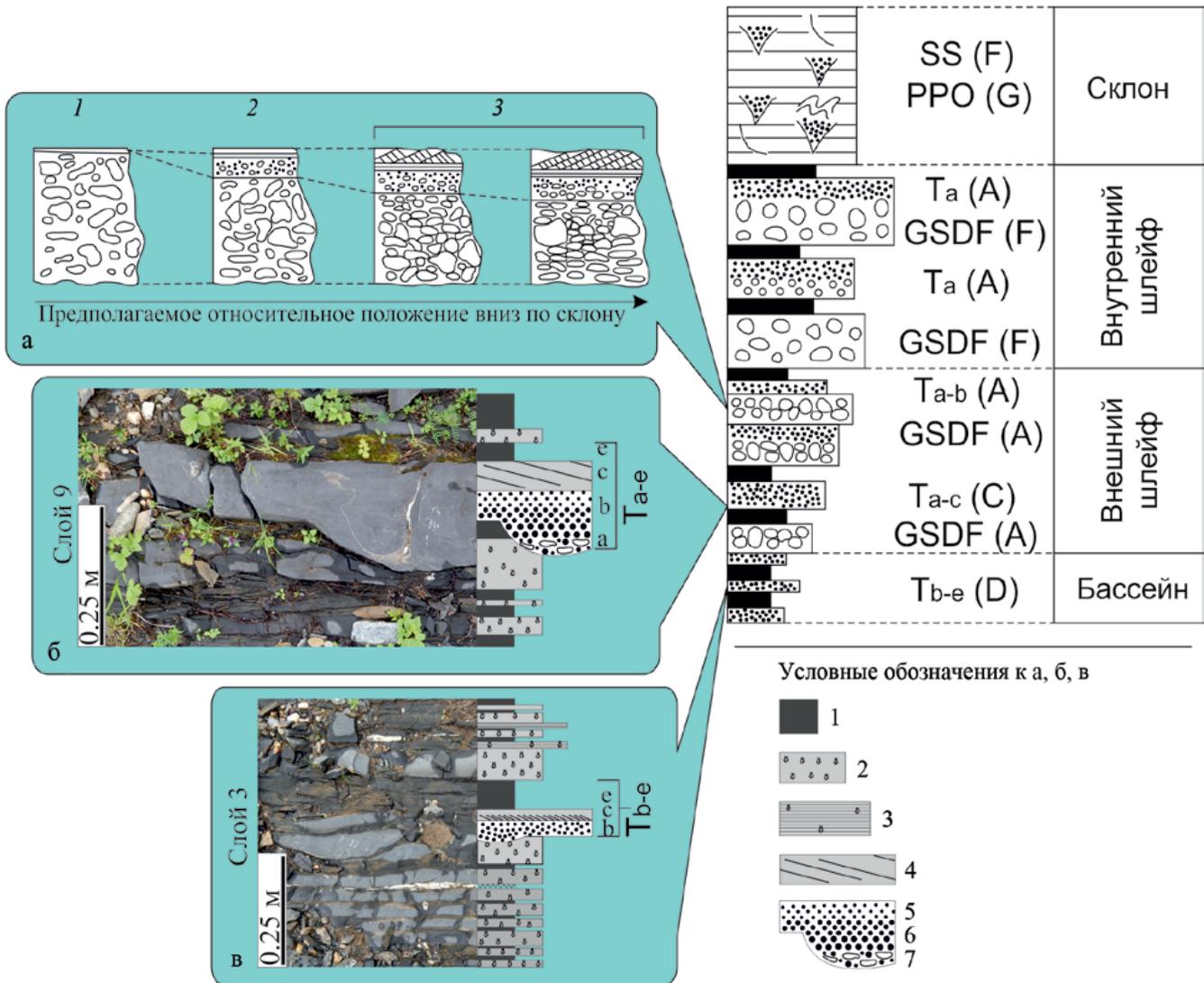
и глинистые породы с интенсивной биотурбацией в обстановках склона интерпретируются как фоновые гемипелагические осадки (Mullins, Cook, 1986; Eberli, 1987; Обстановки..., 1990; Coniglio, Dix, 1992; Payros, Pujalte, 2008).

**Отложения донных течений.** Тонкое чередование глинисто-кремнисто-известковых сланцев и микрозернистых известняков с ходами илоедов нарушается 1–2-сантиметровыми “вставками” микро-тонкозернистых известняков (ЛТ-3) с хорошо видимой горизонтальной слоистостью (рис. 10в), в том или ином количестве встречающихся в тех же слоях, которые составлены фоновыми отложениями. Тонкая горизонтальная слоистость микро-тонкозернистых известняков (ЛТ-3), нарушающих тонкое чередование гемипелагических фоновых осадков, не показывает каких-либо элементов последовательности Боума, что не позволяет аттестовать их как тонкозернистые турбидиты. Мощность слоев, размер зерен и тонкослоистые текстуры ЛТ-3 сравнимы с описанием современных и древних отложений донных течений (Bouma, 1973; Eberli, 1987; Обстановки..., 1990; Hüneke et al., 2021), которыми они, по всей видимости, и являются.

**Кальцитурбидиты** сложены ассоциацией известняковых песчаников, слагающих слой мощностью от 0.7 до 5.5 м. Основой этой ассоциации являются известняковые песчаники (ЛТ-4 и ЛТ-5), но другие тип пород, такие как известняковые конгломералиты (ЛТ-6) или микрозернистые известняки (ЛТ-3) и глинисто-кремнисто-известковые сланцы (ЛТ-1), также присутствуют в отдельных слоях. Наиболее полные циклиты ( $T_{A-E}$ ), включающие в себя наибольшее количество литотипов, представлены в слоях 1 и 9 (см. рис. 2). Они имеют резкое основание с эрозионными врезами. В этих врезях, а также в основании известняковых плит (где врезы не отмечаются) обычно развиты известняковые конгломералиты (ЛТ-6) мощностью от

1 до 10 см. Выше они постепенно переходят в известняковые песчаники с градиционной слоистостью (ЛТ-4 и ЛТ-5), мощность которых достигает 12–25 см. Известняковые песчаники покрываются микро-тонкозернистыми известняками с косою или конволютной слоистостью (ЛТ-3) мощностью 5–15 см и глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (3–5 см) (рис. 10б). Обращает на себя внимание отсутствие отложений, которые можно было бы интерпретировать как элемент d цикла Боума. Общая мощность таких циклитов составляет 21–55 см. Но в основном эти циклиты неполные. Например, в слоях 7 и 23 они имеют мощность около 30–35 см ( $T_{A-C}$ ), но в них отсутствуют глинисто-кремнисто-известковые сланцы (ЛТ-1). В других случаях отсутствует также нижний конгломералитовый (ЛТ-6) элемент (слои 11, 16 и 18), а мощность известнякового песчаникового элемента (ЛТ-4, реже ЛТ-5) сильно сокращена ( $T_{B-D}$ ). В этом случае мощность циклитов варьирует между 5 и 20 см и они включены как отдельные вставки в слою, характеризующие гемипелагическое фоновое осадконакопление (см. рис. 10в). Градиционная сортировка нижних зернистых элементов циклитов, наличие косою и конволютной слоистости в их верхней части, а также часто эрозионное основание и карбонатный состав отложений позволяют аттестовать их как кальцитурбидиты. Наиболее полные примеры показывают типичную последовательность Боума (Bouma, 1962; Mullins, Cook, 1986; Обстановки..., 1990; Coniglio, Dix, 1992), хотя в основном развиты неполные циклиты, что может зависеть от разных факторов (Eberli, 1987).

**Кальцидебриты.** Конглобрекчий (ЛТ-7) слагают слой мощностью 0.4–2.0 м. Наиболее эффектно они представлены в средней части разреза (слои 13–15), единственном месте, где обнажение представляет собой небольшую скалу, а не выходы на бечевнике. Они имеют неоднородное строение, но



**Рис. 10.** Основные элементы нижелудфордских склоновых отложений.

а. Модель двухслойного гравитационного потока, по (Krause, Oldershaw, 1979). 1 соответствует конглобрекциям слоя 13; 3 – слоям 15, 21 и 28, изображенным на рис. 2. б. Разрез кальцитурбидита (Та-е) в слое 9. в. Фоновые гемипелагические отложения с тонкими кальцитурбидитами (Тб-е). Справа – схематический идеализированный стратиграфический разрез для проградирующего шлейфа основания склона и ассоциирующихся фаций, по (Mullins, Cook, 1986). Как видно, показанные слева последовательности характерны для внешнего шлейфа и бассейна.

1 – глинисто-кремнисто-известковые сланцы (ЛТ-1); 2 – микрозернистые известняки с ходами илоедов (ЛТ-2); 3 – тонко-микрозернистые известняки с тонкой горизонтальной слоистостью (ЛТ-3); 4 – тонко-микрозернистые известняки с косой или конволютной слоистостью (ЛТ-3); 5 – известняковые песчаники мелко- и тонкозернистые (ЛТ-4); 6 – известняковые песчаники крупно- и среднезернистые (ЛТ-5); 7 – известняковые конгломераты с матрицей из известнякового песчаника (ЛТ-6).

**Fig. 10.** The main elements of the Lower Ludfordian slope deposits.

a. Model of a two-layer gravity flow, after (Krause, Oldershaw, 1979). 1 – corresponds to conglobreccias of layer 13; 3 – correspond to layers 15, 21, and 28, shown in Fig. 2. б. Section of calciturbidite (Ta-e) in layer 9. в. Background hemipelagic deposits with thin calciturbidites (Tb-e). On the right is a schematic idealized stratigraphic section for the toe-of-slope prograding shelf and associated facies, after (Mullins, Cook, 1986). As you can see, the sequences shown on the left are typical for the outer aprons and the basin.

1 – clayey-siliceous-calcareous shales (LT-1); 2 – micro-grained limestones with burrows (LT-2); 3 – fine-micro-grained limestones with thin horizontal layering (LT-3); 4 – fine-micrograined limestones with cross or convolute bedding (LT-3); 5 – fine-grained limestone sandstones (LT-4); 6 – coarse and medium-grained limestone sandstones (LT-5); 7 – limestone conglolavellites with a matrix of limestone sandstone (LT-6).

в поле удалось установить, что в нижней и средней частях каждого слоя конглобрекчий обломки, как правило, не ориентированы, а в верхней – имеют ориентировку согласно поверхностям напластования. Это позволило выделить в единой массивной толще три слоя (см. рис. 2). Резкое различие в размерах обломков (от 0.2 мм до 1.0 м) характерно только для нижнего слоя (см. слой 13 на рис. 2) конглобрекчий, тогда как для остальных слоев максимальный размер кальцикластов редко превышает 20–25 см. Отсутствие какой-либо сортировки и ориентировки в нижней части слоя, разный состав обломков, матрикс с обилием глинистого материала позволяет интерпретировать их как результат пластообразных дебитных потоков (Mullins, Cook, 1986; Eberli, 1987; Обстановки..., 1990). Ориентировка обломков в верхней части слоев конглобрекчий, по мнению (Eberli, 1987, р. 374), указывает на присутствие турбулентных потоков в верхних частях дебитов, представляющих собой более дистальные отложения. На основании нижнекембрийских склоновых брекчий Канады (Krause, Oldershaw, 1979) была разработана модель двухслойного гравитационного потока, которая получила широкое признание (Mullins, Cook, 1986). Согласно этой модели (см. рис. 10а), резко несортированные конглобрекции в слое 13 разреза Лягадин относятся к наиболее проксимальным дезорганизованным их разностям (см. 1 на рис. 10а). Известняковые конглобрекции в слоях 15, 21 и 28 показывают строение (см. рис. 2), сходное со структурой более дистальных стратифицированных градационных брекчий (см. 3 на рис. 10а). Они, как правило, покрываются известняковыми песчаниками (слои 16, 21 и 29 соответственно), характеризующими верхнюю турбидитную часть двухслойного гравитационного потока.

**Отложения зерновых потоков (?).** Известняковые песчаники также слагают отдельные слои мощностью 0.1–0.2 м, особенно в верхней части разреза Лягадин (см. слои 4, 11, 26–27 и 29 на рис. 2). С одной стороны, они имеют определенное сходство с неполными разрезами кальцитурбидитов, но отличаются от них хотя и хорошей сортировкой обломочного материала, но отсутствием градационной слоистости. Они иногда тесно ассоциируются с микрозернистыми слоистыми известняками (ЛТ-3), но не с косо- или конволюотно-слоистым их вариантом (как в кальцитурбидитах), а горизонтально-слоистым, который относится к отложениям донных течений. Еще одна отличительная черта этой ассоциации – биотурбация верхней части слоев известняковых песчаников. Отсутствие градационной слоистости свидетельствует о том, что осадочные зерна не были упорядочены во время транспортировки, что характерно для гравитационных потоков. Кроме того, эти известняковые песчаники покрываются не микрозернистыми

известняками с косою или конволюотною слоистостью, а микрозернистыми известняками горизонтально-слоистыми или с ходами илоедов. Биотурбация верхней части слоев указывает на некоторый перерыв после осаждения известняковых песчаников, но до осаждения последующих иловых осадков. Все эти характеристики позволяют считать, что отдельные слои известняковых песчаников представляют собой отложения зерновых потоков (Lowe, 1982; Cook, Mullins, 1983).

## РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Представленная выше характеристика пород, вскрытых в разрезе Лягадин, указывает на два общих типа осадков: 1) спокойноводных открыто-морских фоновых; и 2) гравитационных потоков.

1. Фоновое гемипелагическое осадкообразование характеризовалось накоплением глинистых минералов (глинисто-кремнисто-известковые сланцы до рассланцевания, по всей видимости, были представлены аргиллитами) совместно с некоторым количеством микроскопического кварца, ортоклаза и органического вещества(?). Политип мусковита 2M<sub>1</sub> в изученных аргиллитах является результатом изменений иллитов в катагенезе и метагенезе (Фролов, 1993). Хлориты полигенные: они могут формироваться в эвапоритах как продукты глинизации базальтовых гиалокластитов на морском дне или при метагенезе по смектитам, каолинам, другим филлосиликатным породам, базальтовым туфам и песчаникам (Фролов, 1993). Эти микроскопические минералы, по всей видимости, выносились в область открытого моря ветрами (Обстановки..., 1990).

Прослой микрозернистых карбонатов (ЛТ-2) характеризуют собой промежутки времени с повышенным поступлением карбонатного илового материала (микриты). Микриты – полигенные образования, среди которых выделяется две группы: автомикриты и алломикриты (Flügel, 2010). Автомикриты формируются на дне осадочных бассейнов или внутри осадков и, как правило, имеют микробное происхождение. Их формирование в условиях, характеризующих разрез Лягадин, маловероятно, хотя полностью такой возможности исключить нельзя. Алломикриты образуются при разрушении известковых водорослей, скелетов беспозвоночных, биоэрозии, накоплении известкового планктона, а также от эрозии и абразии литифицированных карбонатов (Flügel, 2010). Карбонатные илы, произведенные на мелководно-морских платформах, являются важным источником осадка в периплатформенных, склоновых и бассейновых окружениях (Обстановки..., 1990; Flügel, 2010). Прослой микрозернистых известняков среди аргиллитов также можно ассоциировать с осаж-

дением так называемого “морского снега” (marine snow). Доказательством вклада “морского снега” в ископаемые тонкозернистые карбонаты являются *ома* – органоминеральные агрегаты (Macquaker et al, 2010; Kozłowski, 2020; Peng, 2021). К сожалению, сильная перекристаллизация и рассланцованность изученных пород вряд ли оставила возможность для сохранения *ома*, хотя в микрозернистых известняках верхнеордовикской амбаркьринской свиты (также относящейся к Шантымскому ФК) были обнаружены гликокаликс (Антошкина и др., 2019), что свидетельствует о как минимум бактериальном влиянии при образовании микрозернистого карбоната. Кроме того, В. Козловски (Kozłowski, 2020) описал в глубоководных среднелудфордских отложениях Балтийско-Подольского бассейна “спороидные” фации, интерпретируемые им как “суспензоиды” и “морской снег”. Действительно, микрозернистое строение и гемипелагические обстановки делают весьма вероятным вклад “морского снега” в осадконакопление. Это явление также хорошо объясняет обилие следов илоядных организмов в фоновых гемипелагических отложениях разреза Лягадин: органическое вещество и бактерии в осадке служили для них пищей.

Циклическое строение пелагических разрезов объясняется обычно с позиций климатических колебаний или циклов Миланковича (Обстановки..., 1990). Нельзя исключать также биотические факторы (несомненно, зависимые от климата и прецессии земной оси), например, “морской снег” связан с деятельностью в продуктивной фотической зоне, его количество меняется с сезонными колебаниями фотосинтетической активности и океанических течений.

Появление микро-тонкозернистых слоистых известняков (ЛТ-3) вызвано, по всей видимости, с периодами увеличенного поступления терригенного (кварцевого и полевошпатового) материала в осадочный бассейн. Из-за сильного окварцевания и альбитизации этих пород сейчас нет возможности точно определить их размеры, но можно предположить, что они не достигали 0.1 мм (размер новообразованных минералов и пелоидов в этих породах), что отвечает тонкопесчано-алевритовой размерности. Этот обломочный материал, так же как и глинистый материал глинисто-кремнисто-известковых сланцев, мог поступать с ветрами и разноситься донными течениями, образуя горизонтально-слоистые терригенно-карбонатные осадки.

Таким образом, гемипелагические осадки, представленные в разрезе Лягадин, реконструируются следующим образом: терригенный материал (глинистые минералы, полевые шпаты, кварц) поступал в осадочный бассейн при помощи эоловой активности. Повышенное количество алевритового и тонкопесчаного полевого шпата и кварца в изученных породах является, возможно, результа-

том активизации силы ветров. Карбонатный иловый материал мог частично быть представлен алломикритами, сносимыми с мелководного шельфа и окаймляющих его рифов, известных для этого стратиграфического интервала (Антошкина, 1994, 2003), а частично мог представлять собой “морской снег”. В любом случае поступал он в осадочный бассейн периодически.

2. Знания о карбонатных обломочных склоновых системах ранее заметно отставали от знаний по силикокластическим системам, поэтому многие работы выполнялись преимущественно на основании моделей, принятых для силикокластических подводных вееров (Mutti, Ricci-Lucchi, 1972). Х. Маллинс и Х. Кук (Mullins, Cook, 1986) предложили модели склоновых шлейфов (slope aprons) и шлейфов основания склона (base-of-slope apron), которые оказались весьма полезными и широко использовались. В последующие годы, однако, выяснилось, что не все кальцикластические склоновые системы вписываются в эти модели. Вследствие этого были разработаны модели кальцикластических подводных вееров (Payros, Pujalte, 2008). Однако последние достаточно редки в геологической летописи.

Верхнесилурийские склоновые отложения в бассейне р. Илыч достаточно разнообразны. Например, севернее разреза Лягадин, в обн. 126 и 145 (см. рис. 1), по данным (Першина и др., 1971; Антошкина, 2003), количество и мощность слоев конглобрекчий заметно больше. Южнее, в бассейне р. Ыджыд Ляга, по данным В.А. Варсанюфьевой (1940), обломочные известняки не отмечаются. Вся толща, которая, по-видимому, является верхнесилурийской, представлена “сизыми” известняками и “марающими углеродистыми сланцами”. Учитывая примерно субмеридиональное (в современных координатах) протяжение окраины шельфа и погружение былого континентального склона к востоку (опять же в современных координатах), можно было бы предположить наличие здесь позднесилурийского подводного веера, чья центральная часть находилась севернее. Разрез Лягадин в этом случае представлял бы фации лопастей, которые характеризуются чередованием турбидитов и фоновых осадков. Однако для разрезов лопастей кальцикластических подводных вееров характерны укрупняющиеся и утолщающиеся кверху циклиты (Payros, Pujalte, 2008), чего в разрезе Лягадин (см. рис. 2) не наблюдается. По сути, весь разрез представляет собой чередование фоновых гемипелагических отложений (58% разреза) с вставками (часто беспорядочными) отложений гравитационных потоков (42%). Такая беспорядочность часто является характерной чертой именно шлейфов (aprons) (Mullins, Cook, 1986). С учетом существования позднесилурийских рифов на окраине шельфа (Антошкина, 2003), изученный пример вписывается в

модель шлейфа основания склона (Mullins, Cook, 1986; Coniglio, Dix, 1992). Преобладание в разрезе Лягадин (среди кальцикластических образований) турбидитов и фоновых гемипелагических отложений позволяет интерпретировать их как образования внешнего шлейфа основания склона (Fig. 25B в работе (Mullins, Cook, 1986)).

В изученном разрезе обращает на себя внимание преобладание среди обломков материала, характерного для склоновых отложений (ЛТ-1, ЛТ-2, ЛТ-3, ЛТ-4 и ЛТ-5). С одной стороны, это также поддерживает мысль об удалении места осаждения (депозоны) от окраины шельфа, с другой стороны, указывает на то, что турбидные течения перерабатывали и переносили фоновые гемипелагические образования (а дебритными потоками, судя по составу обломков, перерабатывались и переносились также образования турбидитов и более старых дебритов). Это подтверждается тем фактом, что часто в разрезе Лягадин отложения турбидитов подстилаются конгломератами, включающими в себя обломки из подстилающего слоя, и только в нижней песчаной части турбидита (ЛТ-5) местный обломочный материал может быть несколько разбавлен уже рифовым материалом (био- или литокластовым, но не более 1–2%). Как показали исследования современных карбонатных склонов, обломочные карбонаты в них вырабатывают широкие, но мелкие русла (Mullins, Cook, 1986), что и отличает их от вееров.

## ОСНОВНЫЕ ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Из множества вторичных изменений, которым подверглись изученные породы разреза Лягадин, наибольшее значение имеют окварцевание и альбитизация.

Новообразованный кварц характеризуется формированием сростков (0.2–0.5 мм) кристаллов (0.02–0.1 мм). Этот кварц по размеру на порядок превышает микрозернистый (<0.01 мм) кварц в кремнях. Наиболее широко окварцевание затрагивает слоистые микрозернистые известняки (ЛТ-3), где подчеркивает (см. рис. 5) первичные осадочные текстуры (горизонтальная, косая или конволютная слоистость). Такая четкая закономерность, по всей видимости, свидетельствует о новообразовании его по первичному терригенному кварцу.

Распространенным вторичным процессом в изученных породах является также альбитизация. Наиболее част, но малозаметен, является альбит, встречающийся в сростках с кварцем, особенно в ЛТ-3 (см. рис. 5д). По всей видимости, он также образован по первичным терригенным минералам (вероятно, ортоклазам). Более редкий, но более заметный (0.2–0.5 мм) альбит приурочен к “ореолам” крупных кварц-кальцитовых трещин, секущих субперпендикулярно известняковые песчаники (см. рис. 6).

Формирование мусковита  $2M_1$ , а также активная кристаллизация аутигенного альбита и кварца начинаются в позднем катагенезе и продолжают в метагенезе (Фролов, 1995; Сергеева, 2004). Согласно обзору (Spötl et al, 1999), альбит по ортоклазам формируется во время высокоградного диагенеза (поздний катагенез). Это согласуется с данными изучения температуры гомогенизации газожидких включений в жильных кальците и кварце в карбонатных толщах шантымского ФК, давших значения 150–270°C (Юдович, 1976), что также соответствует температурам позднего катагенеза и метагенеза (Сергеева, 2004). По данным (Spötl et al, 1999), крупные лейсты альбита в карбонатных породах являются результатом метаморфизма зеленосланцевой фации.

Следует отметить, что границу метагенеза и метаморфизма довольно сложно выявить, так как метабенетические преобразования пород во многом сходны с начально-метаморфическими изменениями мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (Махнач, 2000; Япаскурт, 2008). Таким образом, с большой долей вероятности можно говорить о том, что изученные породы прошли стадию метагенеза и, возможно, раннего метаморфизма. Однако этот вопрос остается открытым, так как требует специальных тонких минералогических и геохимических исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате полевых и лабораторных исследований склоновых нижнелудфордских отложений в разрезе Лягадин установлено следующее.

1. Разрез Лягадин представлен неравномерно чередующимися глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (ЛТ-1), микрозернистыми известняками с ходами илоедов (ЛТ-2), микро-тонкозернистыми слоистыми известняками (ЛТ-3), известняковыми песчаниками (ЛТ-4 и ЛТ-5), известняковыми конгломератами (ЛТ-6) и известняковыми конгломерациями (ЛТ-7).

2. По генетическим признакам изученные образования можно разделить на две крупные группы отложений: фоновые и гравитационных потоков.

*Первую группу* характеризуют гемипелагические отложения: глинисто-кремнисто-известковые сланцы и микрозернистые известняки с ходами илоедов. Микро-тонкозернистые известняки с горизонтальной слоистостью, залегающие среди чередующихся ЛТ-1 и ЛТ-2, представляют собой, по всей видимости, отложения донных течений, а глинисто-кремнисто-известковые сланцы – глинистые осадки.

*Вторую группу* составляют кальцитурбидиты, кальцидебриты и вероятные отложения зерновых потоков. Полный разрез кальцитурбидита в изученном разрезе в нижней части состоит из: известняко-

вого конглогравелита (ЛТ-6) с эрозийным основанием, который постепенно переходит вверх в известняковые песчаники (ЛТ-5 и ЛТ-4) и дальше – в микро-тонкозернистые известняки с косою или конволлютной слоистостью (ЛТ-3). Кальцидебиты представлены известняковыми конглобрекциями с глинисто-доломитовым цементом (ЛТ-7).

3. Изученные склоновые отложения, по всей вероятности, являются образованиями внешнего шлейфа основания склона. Отложения гравитационных потоков включены здесь в фоновые гемипелагические осадки довольно беспорядочно. Само фоновое осадкообразование реконструируется следующим образом: терригенный материал (глинистые минералы, полевые шпаты, кварц) поступал в осадочный бассейн под влиянием ветра. Карбонатный ил мог частично состоять из алломикритов, сносимых с мелководного шельфа и окаймляющих его рифов, а частично мог представлять собой “морской снег”. В любом случае поступал он в осадочный бассейн периодически.

4. Среди вторичных изменений в изученном разрезе повсеместными являются расщепление, окварцевание и альбитизация, что, согласно публикациям по этому вопросу, указывает на то, что вмещающие породы прошли стадию метагенеза и, возможно, раннего метаморфизма.

#### Благодарности

Автор выражает свою благодарность д.г.-м.н. А.И. Антошкиной, к.г.-м.н. В.А. Салдину, к.г.-м.н. Ю.С. Симаковой и м.н.с. Н.С. Инкиной за консультации при написании статьи, а также С.Т. Неверову и В.М. Михайлову – за помощь во время полевых исследований. Автор благодарит также д.г.-м.н. С.Б. Шишлова за ценные замечания и д.г.-м.н. Г.А. Мизенса за редакционные правки, которые способствовали улучшению текста.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (1992) Особенности строения нижнепалеозойской рифогенной толщи Северного Урала (бассейн верховьев р. Печоры). *Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, Вып. 76. Сыктывкар, 5-21.
- Антошкина А.И. (1994) Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 154 с.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 303 с.
- Антошкина А.И. (2006) Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала. *Проблемы геологии и минералогии (Отв. ред. А.М. Пыстин)*. Сыктывкар: Геопринт, 351-364.
- Антошкина А.И. (2007) Геологический памятник природы – скалы “Татарский Вичко” на р. Илыч. *Тр. Печоро-Илычского заповедника*, 15, 24-27
- Антошкина А.И., Шмелева Л.А., Шеболкин Д.Н. (2019) Биохомогенные известняки и доломиты в нанометровом масштабе: значение для геологической летописи. *Вестн. Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, 296(8), 3-13. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-8-3-13
- Варсанюфьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печоро-Илычского гос. заповедника*, Вып. 1. М.: 5-214.
- Варсанюфьева В.А. (1963) Ордовикская и силурийская системы Урала, Пай-Хоя и Тимана. *Геология СССР. Т. II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Ч. 1. Геологическое описание*. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 169-254.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. (2013) Издание второе. Серия Северо-Уральская, лист Р-40-ХI гора Кожым-Из. Оьяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 182 с.
- Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н. (2006) Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. *Науч. докл. Тр. Коми НЦ УрО РАН*, Вып. 481, Сыктывкар, 72 с.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России (2006). СПб.: ФБГУ ВСЕГЕИ, 256 с.
- Кондаин А.Г. (1967) Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала. *Мат-лы по стратиграфии и тектонике Урала*. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 144. Л.: Недра, 87-123.
- Кондаин О.А. (1960) Структурные особенности Печорского Урала. *Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г.* Л.: Недра, 96-98.
- Кузнецов В.Г. (2007) Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособ. для вузов. М.: Недра-Бизнесцентр, 511 с.
- Махнач А.А. (2000) Стадиальный анализ литогенеза. Учеб. пособие. Минск: БГУ, 255 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. (1990) М.: Мир, 384 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 129 с.
- Сергеева Э.И. (2004) Эпигенез осадочных пород. Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПб. гос. ун-та, 152 с.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований (2008) *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*, 38, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 131 с.
- Фролов В.Т. (1984) Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 222 с.
- Фролов В.Т. (1987) К вопросу о классификации осадочных пород. *Вестн. Моск. университета. Сер. геол.*, 1, 26-36.
- Фролов В.Т. (1993) Литология. Книга 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 432 с.
- Фролов В.Т. (1995) Литология. Кн. 3. Учеб. пособие. М.: Из-во МГУ, 352 с.
- Хворова И.В. (1958) Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской Платформы. М.: Изд-во АН СССР. 170 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Ба-

- женова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифанов Б.А., Верба Ю.Л. (1998) Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 352 с.
- Юдович Я.Э. (1976) Особенности жильной кварц-кальцитовой минерализации в палеозойских отложениях Печорского Урала. *Минералогия рудных месторождений Севера Урала и Пай-Хоя. Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР*, **20**, 90-102.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Япаскурт О.В. (2008) Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного пороодо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСИАИ, 356 с.
- Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Bouma A.H. (1972) Fossils contourites in lower Niesenflysch, Switzernald. *J. Sed. Petrol.*, **42**(4), 917-921.
- Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. Facies models response to sea level change (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 349-373.
- Cook H.E., Mullins H.T. (1983) Basin margin *Carbonate Depositional Environments* (Eds P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore). Mem. Amer. Assoc. Pet. Geol., **33**, 539-617.
- Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks (Ed. by W.E. Ham). *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **1**, 108-121.
- Eberli G.P. (1987) Carbonate turbidite sequence deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, **34**, 363-388.
- Embry A.F., Klovan J.E. (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Canad. Pet. Geol.*, **19**, 730-781.
- Grabau A.W. (1904) On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.* **33**, 228-247.
- Flügel, E. (2010) Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Berlin: Springer Publisher, 984 p.
- Hüneke H., Hernandez-Molina F.J., Rodriguez-Tovar F.J., Llave E., Chiarella D., Mena A., Stow D.A.V. (2021) Diagnostic criteria using microfacies for calcareous contourites, turbidites and pelagites in the Eocene-Miocene slope succession, southern Cyprus. *Sedimentology*, **68**, 557-592.
- Kozłowski W. (2020) Marine snow and epipelagic suspensions in the Reda carbonates and a pronounces mid-Ludfordian (Silurian) CIE in the axis of the Baltic Basin (Poland). *Acta Geol. Polonica*, **4**, 529-567. DOI: 10.24425/agp.2020.132262
- Krause F.F., Oldershaw A.E. (1979) Submarine carbonate breccias beds – a depositional model for two-layer, sediment gravity flows for the Sekwei Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canad. J. Earth Sci.*, **16**, 189-199.
- Lowe D.R. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, **52**, 279-297.
- Macquaker J.H.S., Keller M.A., Davies S.J. (2010) Algal blooms and “marine snow”: Mechanisms that enhance preservation of organic carbon in ancient fine-grained sediments. *J. Sed. Res.*, **80**, 934-942. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.085>.
- Mullins H.T., Cook H.E. (1986) Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sediment. Geol.*, **48**, 37-79.
- Mutti E., Ricci-Lucchi F. (1972) Le Torbiditi dell' Appennino settentrionale: Introduzione all. analisi di facies. *Soc. Geol. Ital. Mem.*, **11**, 161-199.
- Payros A., Pujalte V. (2008) Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Sci. Rev.*, **86**, 203-246.
- Peng J. (2021) Sedimentology of the Upper Pennsylvanian organic-rich Cline Shale, Midland Basin: From gravity flows to pelagic suspension fallout. *Sedimentology*, **68**, 805-883. doi:10.1111/sed.12811
- Spötl C., Longstaffe F.J., Ramseyer K., Rüdinger B. (1999) Authigenic albite in carbonate rocks – a tracer for deep-burial brine migration? *Sedimentology*, **46**, 649-666.

## REFERENCES

- A sedimentation environments and facies V. 2. (1990). Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (1992) Features of the Lower Paleozoic reef formation structure of the Northern Urals (the upper reaches Pechora River basin). *Natural reservoirs of the Pechora oil and gas basin. Proc. IG Komi SC UB RAS*. V. 76. Syktyvkar, 5-21. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (1994) Reefs in the Paleozoic of the Pechora Urals. SPb., Nauka Publ., 154 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (the northern part of the Urals and adjacent areas. Ekaterinburg, UB RAS, 303 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2006) Spatio-temporal relationships in the structure of the Lower Paleozoic kaleydovalia formation in the northern part of the Urals. The geology and mineralogy problems (Ed. A.M. Pystin). Syktyvkar: Geoprint, 351-364. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2007) Geological natural landmark – “Tatarskaya Vichko” cliff on the Ilych River. *Proc. Pechora-Ilych Reserve*, **15**, 24-27. (In Russ.)
- Antoskina A.I., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N. (2019) Biochemogenic limestones and dolostones at the nanoscale: implications for the geological record. *Vestn. IG Komi SC UB RAS*, **296**(8), 3-13. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2019-8-3-13
- Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Bouma A.H. (1972) Fossils contourites in lower Niesenflysch, Switzernald. *J. Sed. Petrol.*, **42**(4), 917-921.
- Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. Facies models response to sea level change (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 349-373.
- Cook H.E., Mullins H.T. (1983) Basin margin *Carbonate Depositional Environments* (Eds P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore). Mem. Amer. Assoc. Pet. Geol., **33**, 539-617.
- Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks (Ed. W.E. Ham). *Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **1**, 108-121
- Eberli G.P. (1987) Carbonate turbidite sequence deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, **34**, 363-388.
- Eliseev A.I., Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N. Yu., Kozyreva I.V., Sandula A.N. (2006). Paleozoic Formations of the north-east margin of the European platform. *Nauchnye doklady. Tr. Komi NTs UrO RAN*, **481**, Syktyvkar, 72 p. (In Russ.)

- Embry A.F., Klovan J.E. (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Canad. Pet. Geol.*, **19**, 730-781.
- Flügel E. (2010) Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Berlin, Springer Publisher, 984 p.
- Frolov V.T. (1984) Genetic typification of marine deposits. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1987) To question about of Sedimentary Rocks classification. *Vestn. Moscow St. Univ. Ser. Geol.* **1**, 26-36. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1993) Lithology. Book 2. Moscow, Moscow St. Univ. Publ. 432 p. (In Russ.)
- Frolov V.T. (1995) Lithology. Book 3. Moscow, Moscow St. Univ. Publ. 352 p. (In Russ.)
- Grabau A.W. (1904) On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.*, **33**, 228-247.
- Hüneke H., Hernandez-Molina F.J., Rodrigiez-Tovar F.J., Llave E., Chiarella D., Mena A., Stow D.A.V. (2021) Diagnostic criteria using microfacies for calcareous contourites, turbidites and pelagites in the Eocene-Miocene slope succession, southern Cyprus. *Sedimentology*, **68**, 557-592.
- Khvorova I.V. (1958) Atlas of Middle and Upper Carboniferous carbonate rocks of the Russian Platform. M.: Izd. AN SSSR. 170 p. (In Russ.)
- Kondiaian A.G. (1967) Silurian and Lower Devonian deposits of the Bel'sko-Eletskaia facies zone, Pechorian Urals. *Materials on the stratigraphy and tectonics of the Urals*. Proc. VSEGEI. New. ser., **144**. L.: Nedra Publ. 87-123. (In Russ.)
- Kondiaian O.A. (1960) Structural features of the Pechorian Urals. *Materials of the annual session of the Academic Council of VSEGEI based on the results of work in 1958*. Leningrad: Nedra Publ., 96-98. (In Russ.)
- Kozłowski W. (2020) Marine snow and epipelagic suspensions in the Reda carbonates and a pronounced mid-Ludfordian (Silurian) CIE in the axis of the Baltic Basin (Poland). *Acta Geol. Polonica*, **4**, 529-567. DOI: 10.24425/agp.2020.132262
- Krause F.F., Oldershaw A.E. (1979) Submarine carbonate breccias beds – a depositional model for two-layer, sediment gravity flows for the Sekwei Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canad. J. Earth Sci.*, **16**, 189-199.
- Kuznetsov V.G. (2007) Lithology. Sedimentary Rocks and Their Study: A Textbook for Universities. Moscow, Nedra-BusinessCentre Publ., 511 p. (In Russ.)
- Lowe D.R. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, **52**, 279-297.
- Macquaker J.H.S., Keller M.A., Davies S.J. (2010) Algal blooms and “marine snow”: Mechanisms that enhance preservation of organic carbon in ancient fine-grained sediments. *J. Sed. Res.*, **80**, 934-942. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.085>.
- Makhnach A.A. (2000) Stage analysis of lithogenesis. Tutorial. Minsk, Belarus St. Univ. Publ., 255 p. (In Russ.)
- Mullins H.T., Cook H.E. (1986) Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sediment. Geol.*, **48**, 37-79.
- Mutti E., Ricci-Lucchi F. (1972) Le Torbiditi dell' Appennino settentrionale: Introduzione all. analisi di facies. *Soc. Geol. Ital. Mem.*, **11**, 161-199.
- Payros A., Pujalte V. (2008) Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Sci. Rev.*, **86**, 203-246.
- Peng J. (2021) Sedimentology of the Upper Pennsylvanian organic-rich Cline Shale, Midland Basin: From gravity flows to pelagic suspension fallout. *Sedimentology*, **68**, 805-883. doi:10.1111/sed.12811
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971). Biostratigraphy of Silurian and Devonian deposits of the Pechorian Urals. L.: Nauka Publ., 129 p. (In Russ.)
- Sergeeva E.I. (2004) Epigenesis of sedimentary rocks. Tutorial. St.Petersburg: SPb. St. Univ. press, 152 p. (In Russ.)
- Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeeva E.I., Dragunov V.I., Patrunov D.K., Kuznetsov V.G., Belenitskaya G.A., Kurilenko V.V., Petrovskii A.D., Konditerov V.N., Bazhenova T.K., Zhdanov V.V., Shcherbakov F.A., Shcherbakova M.N., Mizens G.A., Tseysler V.M., Trifanov B.A. Verba Yu. L. (1998) Systematic and classification of Sedimentary Rocks and its analogues. St.Petersburg, Nedra Publ. (In Russ.), 352 p.
- Spötl C., Longstaffe F.J., Ramseyer K., Rüdinger B. (1999) Authigenic albite in carbonate rocks – a tracer for deep-burial brine migration? *Sedimentology*, **46**, 649-666.
- State geological map of the Russian Federation at a scale of 1 : 200 000. Second edition. North-Uralian series, sheet P-40-XI (Kozhym-Iz mountain). Explanatory note. (2013) St. Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 182 p. (In Russ.)
- The state of knowledge of the stratigraphy of the Precambrian and Phanerozoic in Russia. Challenges for further research (2008) Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing committees, **38**, St. Petersburg: VSEGEI Publ. 131 p. (In Russ.)
- Varsanof'eva V.A. (1940). Geologic construction of Pechora-Ilych national reserve. Proc. Pechora-Ilych Reserve, **1**, 1-214. (In Russ.)
- Varsanof'eva V.A. (1963) Ordovician and Silurian systems of the Urals, Pai-Khoy and Timan Geology of the USSR. V. II. Arkhangelsk, Vologda regions and Komi ASSR. Pt 1. Geological description. Moscow, State Scientific and Technical Publishing House of the Literature on Geology and Subsoil Protection, 169-254. (In Russ.)
- Yapaskurt O.V. (2008) Genetic mineralogy and stage analysis of sedimentary rock and ore formation processes. Tutorial. Moscow, ESLAN Publ., 356 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E. (1976) Features of vein quartz-calcite mineralization in the Paleozoic deposits of the Pechorian Urals. *Mineralogy of ore deposits in the North of the Urals and Pai-Khoy*. Proc. Institute of Geology Komi Branch Academy of Sciences SSSR, **20**, 90-102. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2004) Basics of lithochemistry. St. Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Zonal stratigraphy of the Phanerozoic of Russia (2006). SPb: FBGU VSEGEI Publ., 256 p. (In Russ.)