УДК 551.734.5+56.016.3 DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-341-362

ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ФРАНСКОГО ВЕКА В РАЗРЕЗЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2018 г. Д. Б. Соболев, М. А. Соболева

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, 167982, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mails: dbsobolev@rambler.ru, matusha.888@mail.ru

Поступила в редакцию 03.05.2017 г., принята к печати 15.06.2017 г.

Впервые проведено детальное всестороннее исследование разреза франского яруса, расположенного в нижнем течении р. Мал. Уса, в пределах Елецкой структурно-формационной зоны Полярного Урала. По конодонтам установлен средне-позднефранский возраст отложений в последовательности стандартных конодонтовых зон от hassi–jamieae до Late rhenana. Рассмотрено распределение конодонтовых биофаций по разрезу. В интервале зон hassi–jamieae наиболее развита биофация Polygnathus–Ancyrodella. В интервале подзон Early rhenana–Late rhenana отмечается увеличение биоразнообразия конодонтов и превалирование глубоководной биофации Palmatolepis. Изучены вещественный состав и вторичные изменения карбонатных пород разреза, позволившие реконструировать первично-осадочные структуры и воссоздать по ним обстановки осадконакопления. В целом отложения формировались в пределах узкой внутришельфовой впадины, в которую активно поступал внутрибассейновый обломочный материал. В отдельные интервалы времени фиксируются более глубоководные обстановки глинисто-карбонатного типа осадконакопления, связанные с проявлением глобальных эвстатических событий на рубежах фаз jamieae–Early rhenana (трансгрессия Semichatovae) и Early rhenana–Late rhenana (трансгрессия Lower Kellwasser). Анализ изотопно-геохимических данных показал, что ранней стадии трансгрессии Semichatovae соответствует незначительный сдвиг в изотопном соотношении углерода от 1.5 до 1.8‰, после которого отмечается облегчение изотопного состава до 0.4‰. Последующие вариационные изменения от 0.8 до 1.7‰ плавно затухают, приходя к значению 0.9–1.0‰. На уровне трансгрессии Lower Kellwasser отмечается слабый положительный сдвиг изотопного соотношения углерода от 0.1 до 0.7‰ с последующими вариационными изменениями в пределах 0.5–0.7‰. Сходные изменения изотопного состава углерода на событийных уровнях Semichatovae и Lower Kellwasser отмечаются по всему миру и наиболее проявлены в разрезах Центральной и Южной Европы, Северной Америки и Северной Африки.

Ключевые слова: *Полярный Урал, франский ярус, стратиграфия, конодонты, конодонтовые биофации, обстановки осадконакопления, изотопы углерода и кислорода, события Semichatovae и Lower Kellwasser*

REFLECTION OF GLOBAL EVENTS FRASNIAN EPOCH IN THE SECTION OF THE WESTERN SLOPE POLAR URALS

Dmitrii B. Sobolev, Marina A. Soboleva

Institute of Geology, Komi CsC, UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar, 167982, Russia, e-mails: dbsobolev@rambler.ru, matusha.888@mail.ru

Received 03.05.2017, accepted 15.06.2017

For the first time we carried out a detailed comprehensive study of Frasnian stage in the lower current of the Malaya Usa River located within the Eletskaya structural-formational zone of the Polar Urals. The Middle-Late Frasnian age of these rocks was determined by conodonts in the sequence from hassi–jamieae to Late rhenana of standard conodont zones. We analyzed the distribution of conodont biofacies in the section. Polygnathus–Ancyrodella biofacies is most developed in the interval of the hassi–jamieae zones. We found increasing biodiversity of conodonts and prevalence of deep-water Palmatolepis biofacies in the interval of the Early rhenana–Late rhenana subzones. We studied the material composition and secondary changes in the carbonate rocks of the section, which allowed reconstructing primary sedimentary structures and sedimentation environments. In general, the deposits were formed within a narrow intra-shelf depression, to which intra-basin clastic material actively entered. At some intervals of time, more deep-water clay-carbonate sedimentation conditions, which were associated with the global eustatic events at the jamieae–Early rhenana (Semichatovae transgression) and Early rhenana–Late rhenana (Lower Kellwasser transgression) are noted. The analysis of isotope-geochemical data presented that the early stage of the Semichatovae transgression corresponded to a slight shift in the isotope ratio of carbon from 1.5 to 1.8‰, after which the isotope composition lowered to 0.4‰. The subsequent variation changes from 0.8 to 1.7‰ gradually decreased, reaching the value of 0.9–1.0‰. At the level of the Lower Kellwasser transgression, a slight positive shift

Для цитирования: Соболев Д.Б., Соболева М.А. (2018) Отражение глобальных событий франского века в разрезе западного склона Полярного Урала. *Литосфера*, **18**(3), 341-362. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-341-362

For citation: Sobolev D.B., Soboleva M.A. (2018) Reflection of global events Frasnian epoch in the section of the western slope Polar Urals. *Litosfera*, **18**(3), 341-362. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-341-362

in the isotope ratio of carbon from 0.1 to 0.7 with subsequent variations in the range of 0.5–0.7‰ is noted. Similar changes in the isotope composition of carbon at the event levels of Semichatovae and Lower Kellwasser are observed world-wide and mostly developed in the sections of Central and Southern Europe, North America and North Africa.

Keywords: *Polar Urals, Frasnian, stratigraphy, conodonts, conodont biofacies, depositional environment, oxygen and carbon isotopes, Semichatovae and Lower Kellwasser Global Events*

Acknowledgements

The authors are grateful to the reviewer for constructive comments, to the leader of the isotope geochemistry group V.L. Andreevchev and to I.V. Smoleva for the data on the isotopic (C, O) composition of the carbonates, and to A.V. Zhuravlev, V.A. Saldin, and I. Kh. Shumilov (IG Komi Scientific Center, Urals Branch of RAS, Syktyvkar), A.S. Alekseev, Yu.A. Gatovskii, L.I. Kononova (Moscow State University).

The research was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 16-35-00049).

ВВЕДЕНИЕ

Проблеме событийно-стратиграфических уровней во франском ярусе посвящено много работ [Johnson et al., 1985; Sandberg et al., 1988, 2002; Becker, 1993; Walliser, 1996; House et al., 2000; Racki, 2005; Buggisch, Joachimski, 2006; Соболева и др., 2018]. Прежде всего, они касаются пограничных отложений живет-франа – событие Frasne (или Manticoceras), среднего франа – событие Middlesex (или Punctata), верхнего франа – события Semichatovae и Lower Kellwasser, и фран-фамена – событие Upper Kellwasser. Роль этих глобальных событий в истории Земли и проявление кризисов в развитии биоты анализировали многие исследователи во всем мире. Этот интерес особенно возрос в последние годы, когда комплексный подход к изучению биостратиграфии, литологии и геохимии позволил более обоснованно проводить межрегиональную корреляцию. В ходе исследований разрезов Полярного Урала на всех событийно-стратиграфических уровнях также зафиксированы изменения в развитии фауны, однако детальному рассмотрению динамики обстановок осадконакопления (как одного из основных видообразующих факторов) уделяется недостаточное внимание. Данная работа нацелена на устранение пробелов в отношении двух глобальных событий – Semichatovae и Lower Kellwasser – в этом регионе.

Глобальное событие Semichatovae проявляется как резкая, но кратковременная трансгрессия [Johnson et al., 1985; Becker, House, 1998; Sandberg et al., 2002; Denayer, Poty, 2010; Соболева и др., 2018]. Это событие фиксируется в нижней части конодонтовой подзоны Early rhenana, чуть выше границы среднего-верхнего франа [Sandberg et al., 2002], и коррелируется с началом трансгрессивно-регрессивного цикла IId по Джонсону [Johnson et al., 1985]. Более детальный анализ проявления этого события в Североуральском регионе проведен авторами на примере разреза р. Кожым [Соболева и др., 2018]. В зарубежной литературе встречаются лишь его краткие упоминания [Sandberg et al., 1988; Becker, House, 1998; Becker, 2002; Sandberg et al., 2002; Denayer, Poty, 2010].

Глобальное событие Kellwasser является одним из самых важных рубежей массового вымирания в девонском периоде [Becker, 1993; Walliser, 1996]. Детальному рассмотрению этого события посвящено множество работ [Becker, 1993; May, 1995; Walliser, 1996; House et al., 2000; Sandberg et al., 2002; Godderis, Joachimski, 2004; Racki, 2005; Buggisch, Joachimski, 2006; Girard, Renaud, 2007; Denayer, Poty, 2010; Соболева и др., 2018], где оно литологически выражено в виде двух прослоев черных аргиллитов с пелагической фауной. Нижний прослой черных аргиллитов (событие Lower Kellwasser) находится немного выше основания конодонтовой подзоны Late rhenana [Walliser, 1996] и сформировался в результате резкой трансгрессии, с которой во многих регионах связывается начало позднефранского кризиса в развитии биоты [House et al., 2000; Sandberg et al., 2002]. Верхний прослой черных аргиллитов располагается выше основания конодонтовой зоны linguiformis и образовался в результате трансгрессии Upper Kellwasser [Sandberg et al., 1988], с которой во многих регионах связываются бескислородные обстановки осадконакопления и массовое вымирание многих организмов.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Изучением верхнедевонских отложений данного района занимались многочисленные исследователи, такие как Н.Н. Иорданский, К.Г. Войновский-Кригер, Г.И. Егоров, В.С. Енокян, Г.А. Чернов, М.А. Шишкин и др. [Войновский-Кригер, 1945; Чернов, 1961, 1962; Гессе, Савельев, 1981; Шишкин и др., 2005]. В ходе геологосъемочных работ [Шишкин и др., 2005] в нижнем течении р. Мал. Уса было закартировано крыло синклинальной складки с падением на северо-восток с последовательным наращиванием разреза от отложений шервожской свиты

(D1-2sv) до отложений доломитово-известняковой толщи (D3di) [Шишкин, 2002], что соответствует данным Г.А. Чернова [1962]. Согласно работе [Шишкин и др., 2005], шервожская свита выделена в объеме верхней части эмского яруса (койвенский, бийский горизонты), эйфельского и живетского ярусов, а доломитово-известняковая толща – в объеме всего франского яруса. Разрез доломитово-известняковой толщи представлен карбонатными мелководно-шельфовыми образованиями.

Исследования, проведенные авторами в 2013 г., выявили существенно более сложное геологическое строение района (рис. 1а), чем считалось ранее. Биостратиграфическое расчленение показало, что все изученные нами коренные выходы имеют исключительно франский возраст [Соболева, Соболев, 2015а; Соболева, 2017]. Кроме того, взаимное расположение фрагментов разреза по площади свидетельствует о вероятном наличии как минимум трех разломов, нарушающих нормальную стратиграфическую последовательность (рис. 1б). Детальное изучение литологии позволило выявить различные стадии вторичных преобразований пород вблизи Главного Западно-Уральского надвига и по возможности восстановить первично-осадочные структуры. Проведенный биофациальный анализ по конодонтам и сопутствующей фауне, а также первично-осадочные структуры и характер цемента дают нам основание говорить о том, что формирование этих отложений проходило в пределах узкой внутришельфовой впадины (рис. 1в) с активным поступлением внутрибассейнового обломочного материала. Это заключение позволяет нам относить изученные отложения к Буреданско-Изъяшорскому району в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, где относительно глубоководно-шельфовые отложения франского возраста выделяются как гурейтывисская толща.

В настоящей работе впервые приведены результаты комплексного изучения разреза mu10, который находится в 30 км восточнее г. Воркута и обнажается по правому борту р. Мал. Уса (см. рис. 1а, б). В палеогеографическом плане эти отложения формировались в пределах внутришельфовой впадины (см. рис. 1в), которая расположена между: рифовой системой барьерного типа [Жемчугова, 2014, рис. 2.64] и краевыми рифами края шельфа [Боровинских, Пармузина, 2012] или барьерными рифами [Шишкин и др., 2005]. По модели В.А. Жемчуговой [2014], на краю шельфа развиты одиночные органогенные постройки. Однако в последние годы появляются новые данные об их широком распространении как на поверхности в обрамлении Енганэпэйской антиклинали [Шишкин, 2002б; Цыганко, 2011], так и (по данным сейсморазведки и бурения) в поднадвиговой зоне С-СВ Большенадотинского рифа [Богданов и др., 2015; Жукова, Петренко, 2015]. В нашей работе мы придерживаемся взглядов М.А. Шишкина и рассматриваем край шельфа как систему краевого рифа.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе полевых работ 2013 г. было выполнено послойное описание обнажения mu10, которое сопровождалось отбором проб на шлифы (литологический анализ), микрофауну (биостратиграфический и биофациальный анализы), а также для проведения изотопного анализа. Всего было отобрано 80 проб, преимущественно карбонатных и карбонатно-глинистых пород, массой до 0.8 кг. В 16 пробах были обнаружены конодонтовые элементы, на основании которых проведен биостратиграфический и биофациальный анализы. Коллекция насчитывает около 1375 платформенных конодонтов и хранится в музее Института геологии им. А.А. Чернова под № 492. Проведенный литологический анализ позволил реконструировать обстановки осадконакопления, на основании изменения которых была построена кривая относительного колебания уровня моря. Анализы по изотопии O и C производились в ЦКП “Геонаука” Института геологии Коми НЦ (аналитик И.В. Смолева). Разложение карбонатов и измерение изотопного состава углерода и кислорода в режиме непрерывного потока производились на аналитическом комплексе, включающем систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия). Значения $d^{13}C$ даны в промилле относительно стандарта SMOW – PDB, $d^{18}O$. При калибровке были использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения составляет ±0.1‰.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Разрез сложен зернистыми карбонатными породами (табл. I), в различной степени перекристаллизованными, с вторичной конгломератовидной, конглобрекчиевой структурой (табл. II, фиг. 1–3). Отдельные фрагменты разреза были подвергнуты стресс-метаморфическим и тектоническим преобразованиям, в которых на микро- и макроуровне фиксируется сланцеватая текстура (тектониты, табл. II, фиг. 3). Для них, как правило, характерна микритизация всей породы, в которой иногда по реликтам угадывается первичная осадочная структура. В характеристике пачек сохранено макроскопическое описание пород в целях узнаваемости их на местности, что часто не отражает их первичной осадочной природы, которая распознается только микроскопически.

Ниже приводится краткое описание разреза (рис. 2), где снизу вверх выделяются следующие литологические пачки.

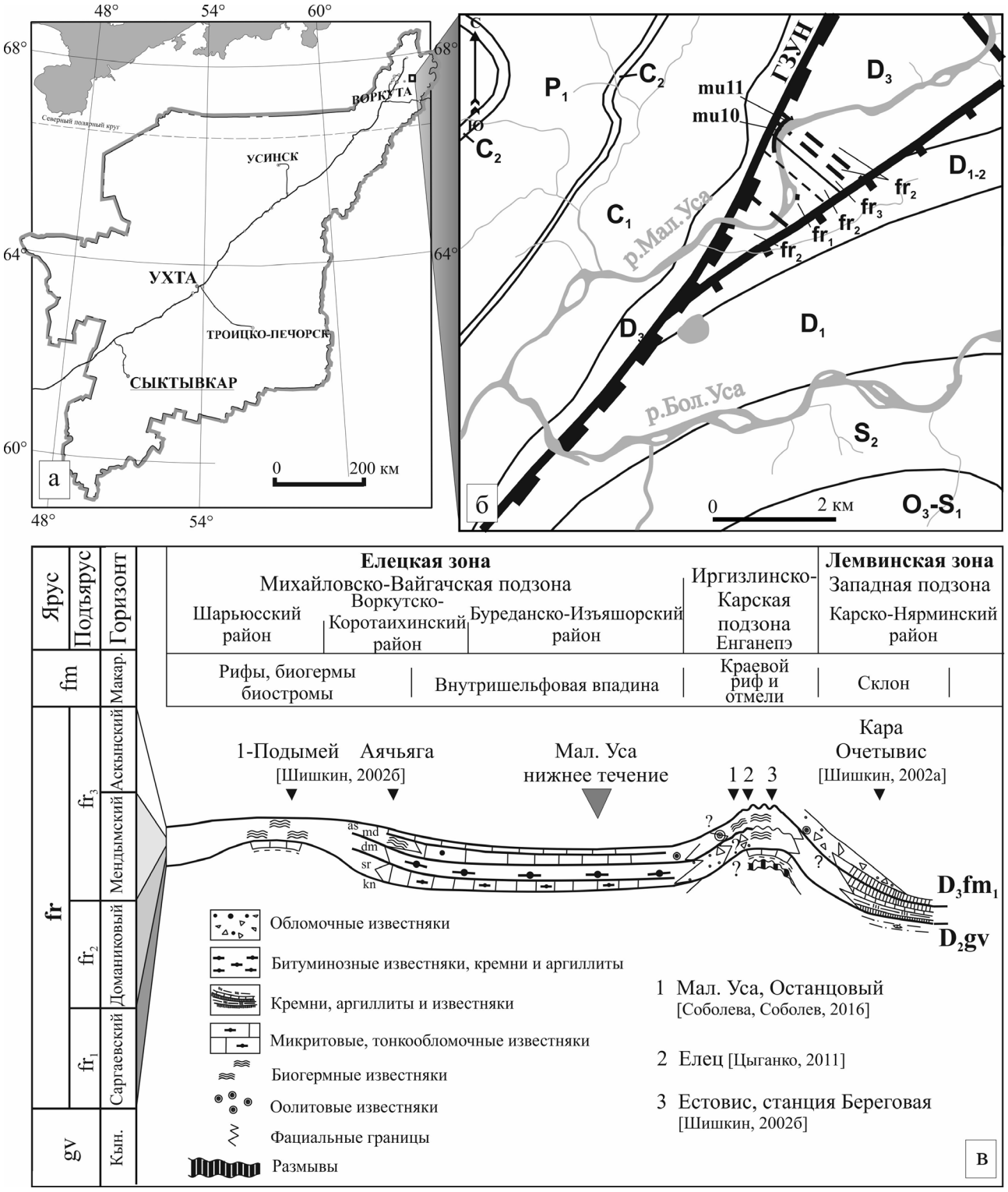


Рис. 1. Местонахождение средне-верхнефранских отложений в нижнем течении р. Мал. Уса.

а – обзорная карта Республики Коми, б – фрагмент геологической карты [Шишкин и др., 2005] с уточненным возрастом по результатам наших исследований, в – палеоландшафтный профиль с использованием данных [Шишкин, 2002а, б; Цыганко, 2011].

Fig. 1. Locality of the Middle-Upper Frasnian deposits in the lower cours of the Malaya Usa River.

a – general map of Komi Repablic, б – fragment of geological map [Shishkin et al., 2005] with specified age according to our studied, в – paleo-landscape profile using data [Shishkin, 2002a, б; Tsyganko, 20011].

Таблица I

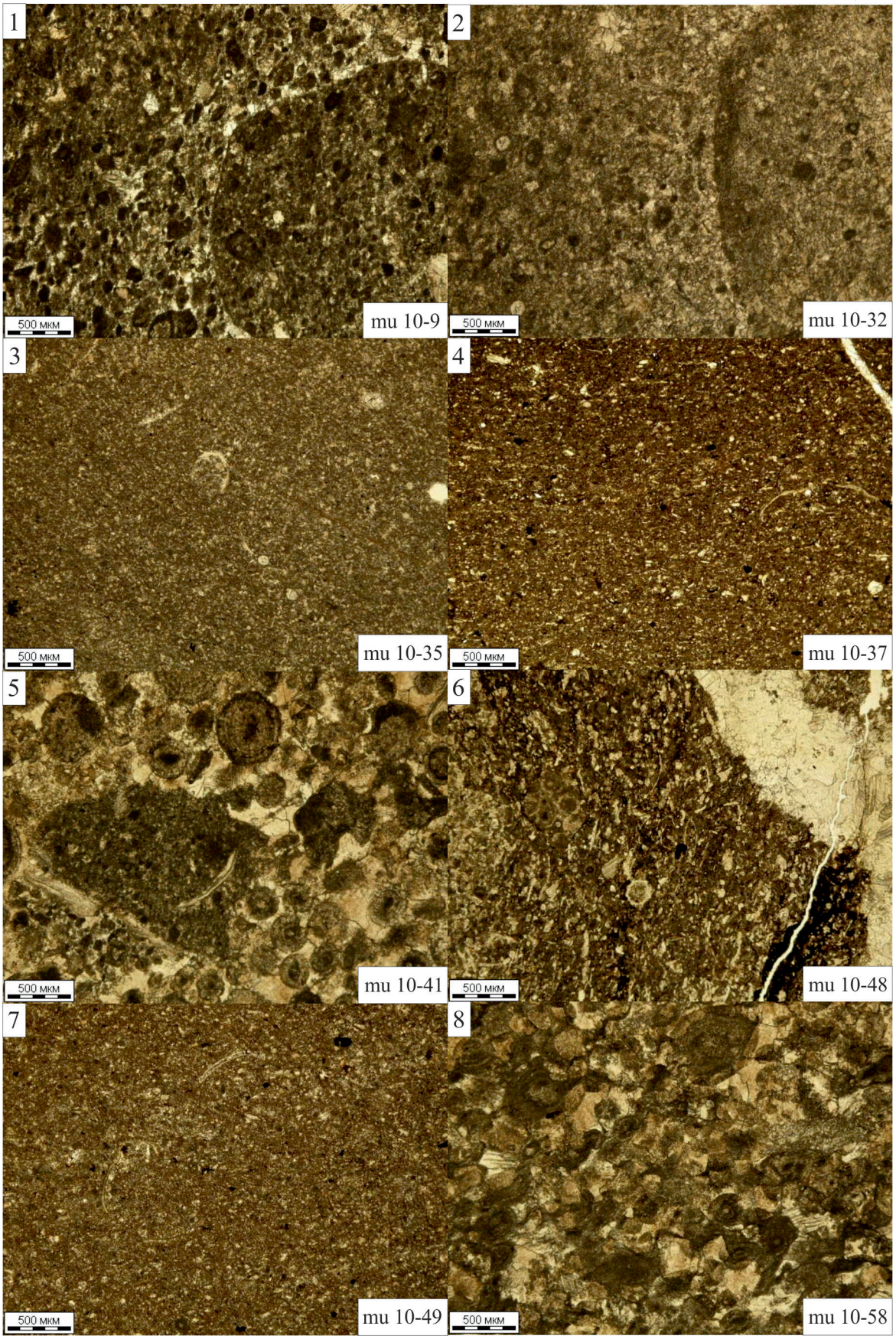
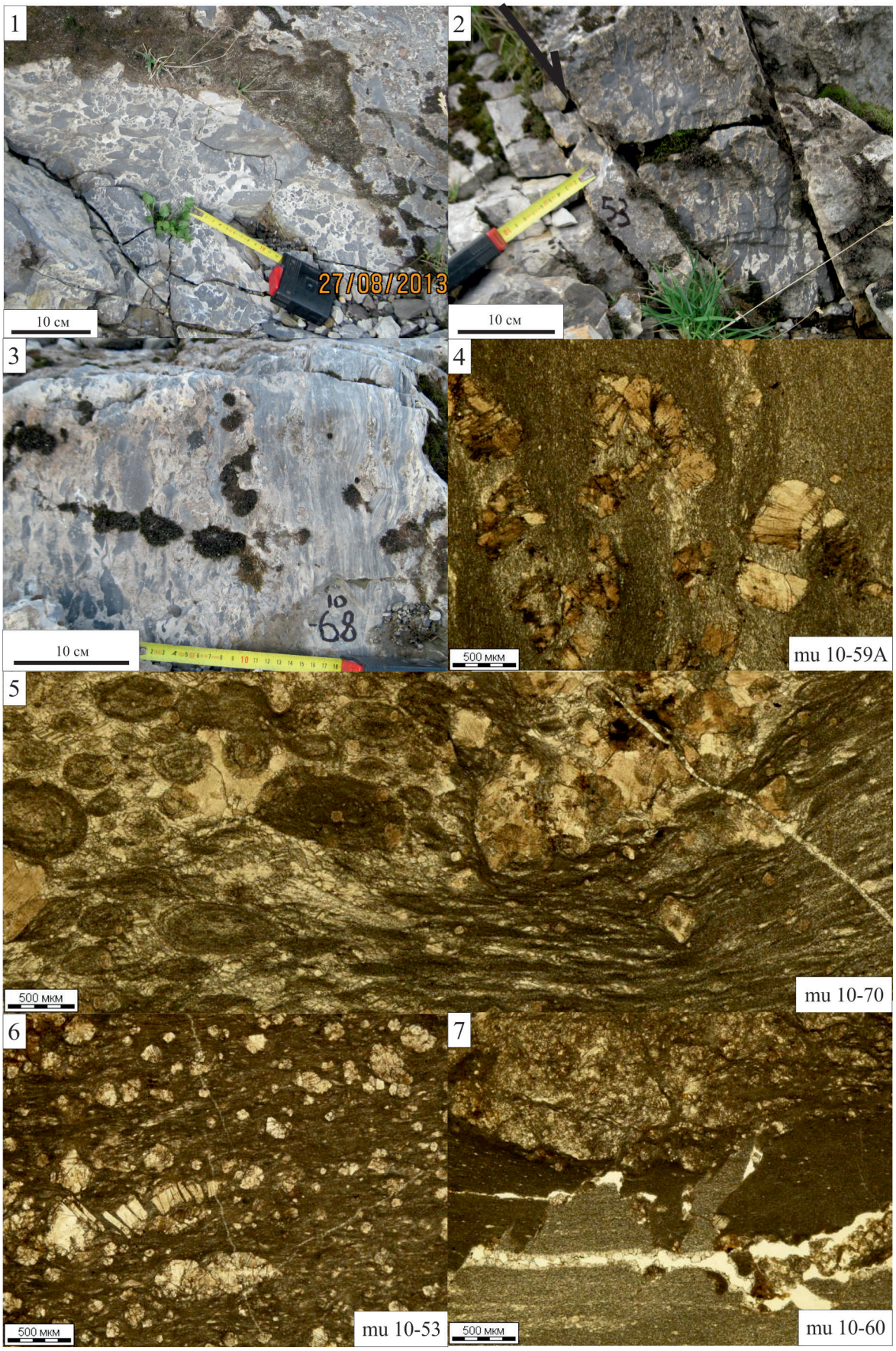

1
500 мкм
mu 10-9
2
500 мкм
mu 10-32
3
500 мкм
mu 10-35
4
500 мкм
mu 10-37
5
500 мкм
mu 10-41
6
500 мкм
mu 10-48
7
500 мкм
mu 10-49
8
500 мкм
mu 10-58

Таблица II


1
27/08/2013
10 см
2
53
10 см
3
10
68
10 см
4
500 мкм
mu 10-59A
5
500 мкм
mu 10-70
6
500 мкм
mu 10-53
7
500 мкм
mu 10-60

Объяснение к таблицам

Explanation of plates

Таблица I
Фиг. 1. Мелкозернистый известняковый песчаник с гравийно-галечной примесью (обр. 9).
Фиг. 2. Мелкозернистый известняковый песчаник с гравийно-галечной примесью (обр. 32).
Фиг. 3. Шламовый известняк с микритовым цементом (обр. 35).
Фиг. 4. Шламовый известняк с микритовым цементом и рассеянным глинистым и ОВ (обр. 37).
Фиг. 5. Крупно-среднезернистый оолитовый песчаник с примесью карбонатных обломков гравийной размерности (обр. 41).
Фиг. 6. Глинистый микритовый известняк с тентакулитами и обломками оолитовых песчаников (обр. 48).
Фиг. 7. Шламовый известняк с микритовым цементом (обр. 49).
Фиг. 8. Оолитовый песчаник (обр. 58).

Plate I
Fig. 1. Fine-grained limestone sandstone with gravel-pebble admixture (sample 9).
Fig. 2. Fine-grained limestone sandstone with gravel-pebble admixture (sample 32).
Fig. 3. Slime limestone with micrite cement (sample 35).
Fig. 4. Slime limestone with micrite cement and dispersed clay organic matter (sample 37).
Fig. 5. Large-medium-grained oolite sandstone with an admixture of carbonate debris of gravel dimension (sample 41).
Fig. 6. Clayey mikritic limestone with tentaculites and fragments of oolitic sandstones (sample 48).
Fig. 7. Slime limestone with micrite cement (sample 49).
Fig. 8. Oolitic sandstone (sample 58).

Таблица II
Фиг. 1. Вторичная конглобрекчиевая структура в мелко-тонкозернистых известняковых песчаниках (в интервале между обр. 44 и 45).
Фиг. 2. Вторичная конглобрекчиевая структура и разрывное нарушение в мелко-тонкозернистых известняковых песчаниках (обр. 53).
Фиг. 3. Вторичная конглобрекчиевая структура, переходящая в тектонит с микрослоистой текстурой (обр. 68).
Фиг. 4. Тектоническое растаскивание и будинирование кальцитовых прожилков (обр. 59А).
Фиг. 5. Последовательное вовлечение оолитовых зерен в зону тектонитов и их переработка в линзовидно-слоистые микритовые карбонаты (обр. 70).
Фиг. 6. Тектоническое растаскивание и будинирование крупного органогенного детрита и кристаллов кальцита ранней стадии перекристаллизации (обр. 53).
Фиг. 7. Стилолитовый шов в тектонитах (обр. 60).

Plate II
Fig. 1. Pseudoconglo-breccia structure in fine-fine-grained limestone sandstones (in the interval between 44 and 45).
Fig. 2. Pseudoconglo-breccia structure and breaking disruption in finely-grained limestone sandstones (sample 53).
Fig. 3. Pseudoconglo-breccia structure, transforming into tectonite with a micro-laminate texture (sample 68).
Fig. 4. Tectonic cracking and buding of calcite veins (sample 59A).
Fig. 5. Consecutive involvement of oolitic grains in the tectonite zone and their processing into lenticular-laminated mikritic carbonates (sample 70).
Fig. 6. Tectonic cracking and budding of large organogenic detritus and calcite crystals of the early stage of recrystallization (sample 53).
Fig. 7. Stylolithic suture in tectonites (sample 60).

1. Известняковые мелко-тонкозернистые песчаники (обр. 1А, 1). Макроскопически они серые мелкозернистые существенно перекристаллизованные со следами стресс-метаморфических преобразований и ожелезненные по трещинам. Микроскопически отчетливо проявлена мелко-тонкозернистая обломочная структура. Обломки различной формы и с четкими границами сложены окатанными микритовыми известняками с фрагментами водорослей и единичными целыми раковинами тонкостенных остракод. Неполная мощность пачки 2.0 м. Задернованный интервал мощностью около 20 м.

2. Известняковые мелко-среднезернистые песчаники с примесью грубопесчано-галечного материала (обр. 2–11). Макроскопически известняки с вторичной конглобрекчиевидной структурой, массивные, неяснослоистые. Псевдообломки образованы за счет неравномерной перекристаллизации серых и темно-серых известняков. Перекристаллизованные участки серого цвета шероховатые на выветрелой поверхности. Размер менее измененных участков (псевдообломков) с неправильными округлыми или угловатыми контурами варьирует от 2 до 30 см. В слабоизмененных известняках встречаются обломки кораллов, криноидей и брахиопод. Микроскопически породы представлены в основном мелко-среднезернистыми известняковыми песчаниками с различным содержанием

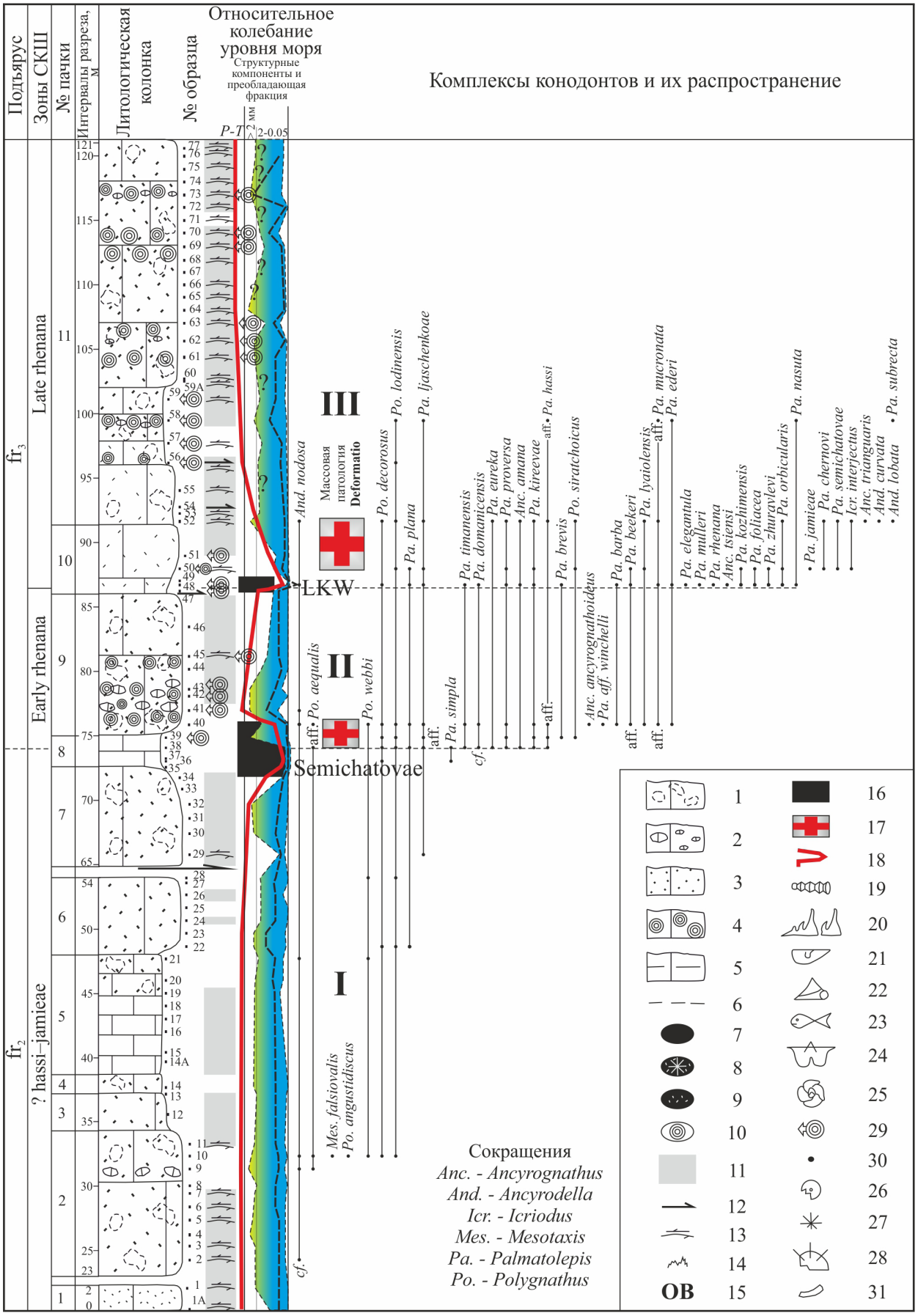

Подъярус
Зоны СКШ
№ пачки
Интервалы разреза, м
Литологическая колонка
№ образца
Относительное колебание уровня моря
Структурные компоненты и преобладающая фракция
Комплексы конодонтов и их распространение
fr3
fr2
Late rhenana
Early rhenana
? hassi–jamieae
P-T
мм
2-0.05
III
II
I
Массовая патология Deformatio
LKW
Semichatovae
And. nodosa
Po. decorosus
Po. lodinensis
Pa. lijaschenkoae
Pa. plana
Pa. timanensis
Pa. domanicensis
Pa. eureka
Pa. proversa
Anc. amana
Pa. kireevae
Pa. hassi
Pa. brevis
Po. siratchoicus
Anc. ancyrognathoideus
Pa. aff. winchelli
Pa. barba
Pa. beekeri
Pa. lyaiolensis
Pa. mucronata
Pa. ederi
Pa. elegantula
Pa. mulleri
Pa. rhenana
Anc. tsiensi
Pa. kozhimensis
Pa. foliacea
Pa. zhuravlevi
Pa. orbicularis
Pa. nasuta
Pa. jamieae
Pa. chernovi
Pa. semichatovae
Icr. interjectus
Anc. triangularis
And. curvata
And. lobata
Pa. subrecta
Po. aequalis
Po. webbi
Pa. simpla
Mes. falsiovalis
Po. angustidiscus
Сокращения
Anc. - Ancyrognathus
And. - Ancyrodella
Icr. - Icriodus
Mes. - Mesotaxis
Pa. - Palmatolepis
Po. - Polygnathus
ОВ

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка средне-верхнефранских отложений на р. Мал. Уса.

1 – известняк с вторичной конглобрекчиевой структурой; 2 – известняковые конгломераты, гравелиты; 3 – известняк обломочный (известняковый песчаник); 4 – оолитовый известняк; 5 – глинистый известняк; 6 – аргиллит; 7–10 – состав обломков: 7 – микритовые известняки, 8 – микросгустково-водорослевые известняки, 9 – известняковые песчаники, 10 – оолитовые известняки; 11–14 – вторичные преобразования: 11 – перекристаллизованные интервалы разреза (I стадия), 12 – разрывные нарушения и послойные срывы (III стадия), 13 – тектониты (III стадия), 14 – стилолиты (IV стадия); 15 – органическое вещество; 16 – событийные интервалы; 17 – интервалы с патологическими формами конодонтов; 18 – кривая относительного уровня моря; 19–31 – цельноскелетные и переотложенные фрагменты биогенных и хемогенных структурных компонентов: 19 – тентакулиты, 20 – конодонты, 21 – остракоды, 22 – гастроподы, 23 – рыбы, 24 – брахиоподы, 25 – фораминиферы, 26 – криноидеи, 27 – водоросли, 28 – морские ежи, 29 – оолитовая примесь, 30 – микритовые сгустки, 31 – раковинный детрит.

Fig. 2. Assembled stratigraphical column of the Middle-Upper Frasnian deposits of the Malaya Usa River.

1 – limestone with secondary congloreaccia structure; 2 – limestone conglomerates, gravel; 3 – detrital limestone (calcareous sandstone); 4 – oolitic limestone; 5 – argillaceous limestone; 6 – argillite; 7–10 – composition of debris: 7 – micrite limestones, 8 – microclust-algal limestones, 9 – calcareous sandstones, 10 – calcareous sandstone; 11–14 – secondary transformations: 11 – recrystallized incision intervals (I stage), 12 – faults and layer faults (III stage), 13 – tectonites (III stage), 14 – styloliths (IV stage); 15 – organic matter; 16 – event intervals; 17 – intervals with pathological forms of conodonts; 18 – curve of relative sea level; 19–31 – whole-skeletal and redeposited fragments of biogenic and chemogenic structural components: 19 – tentaculites, 20 – conodonts, 21 – ostracods, 22 – gastropods, 23 – fishes, 24 – brachiopods, 25 – foraminifera, 26 – crinoids, 27 – alga, 28 – sea urchins, 29 – oolitic admixture, 30 – micrite clots, 31 – shell detritus.

(3–30%) более крупных карбонатных обломков от грубозернистой песчаной до галечной размерности (см. табл. I, фиг. 1). Цемент карбонатный, в основном перекристаллизован (спаритовый), но в реликтах встречается микритовый. Литокласты полуокатанные и представлены микритовыми и сгустково-водорослевыми известняками, а также средне-мелкозернистыми известняковыми песчаниками с гравийной примесью. Они содержат органогенный детрит (брахиопод) с различной толщиной стенок. В основной массе среди преобладающих средне-мелкозернистых структурных компонентов встречаются целые раковины тонкостенных остракод и конодонты. Неполная мощность пачки 11.3 м.

3. Известняковые мелкозернистые песчаники (обр. 12, 13). Породы неравномерно перекристаллизованы, слои мощностью 0.15–0.2 м представлены мелкозернистыми известняковыми песчаниками с примесью органогенного детрита (членики криноидей). Цемент микритовый (реликтовый). Мощность пачки 3.1 м.

4. Известняковые мелкозернистые песчаники (обр. 14) серого цвета. В результате неравномерной перекристаллизации имеют вторичную конглобрекчиевую структуру и образуют слои мощностью 0.5–1.0 м. Микроскопически породы представлены мелкозернистыми известняковыми песчаниками с примесью органогенного детрита (криноидеи). Цемент микритовый (реликтовый), частично перекристаллизованный. Мощность пачки 1.5 м.

5. Известняковые средне-мелкозернистые песчаники (обр. 14А–21). Породы серого, темно-серого цвета, образуют слои мощностью 10–20 см. Нижняя часть пачки представлена серыми перекристаллизованными (кристаллобластовыми) грубокристаллическими (1–2 мм) известняками. В прикровельной части пачки породы темно-серые с вторичной конгло-брекчиевой структурой. Микроскопически они представлены средне-мелкозернистыми известняковыми песчаниками с редким органогенным детритом (криноидеи, кораллы, брахиоподы и неопределимые раковины со средней и тонкой толщиной створок) грубопесчаной и гравийной размерности. Цемент микритовый (реликтовый), частично перекристаллизованный. В кровле пачки (обр. 21) определены конодонты (см. рис. 2). Мощность пачки 9.3 м.

6. Известняковые крупно-среднезернистые песчаники с незначительной примесью литокластов гравийной и грубопесчаной размерности (обр. 22–28). Породы темно-серого цвета, участками ожелезненные. Пачка сложена слоями мощностью 0.6–1.0 м. Микроскопически породы представлены крупно-среднезернистыми известняковыми песчаниками с частично перекристаллизованным микритовым цементом. Крупнозернистые разности содержат незначительную примесь окатанных литокластов гравийной и грубопесчаной размерности, которые представлены тонкозернистыми известняковыми песчаниками с обломками сифоновых водорослей, криноидей и неопределимого раковинного детрита. В верхней части пачки в цементе встречаются единичные разрозненные целые створки тонкостенных остракод и тентакулиты. В прикровельной части пачки отмечается незначительное содержание органического вещества (ОВ), мобилизованного по микротрещинам и граням кристаллов. Известняки содержат незначительное количество конодонтов (см. рис. 2) Аз. пад. пород 75° ∠ 40°. Неполная мощность пачки 6.0 м.

Задернованный интервал 10.3 м. На этом интервале происходит изменение азимутов падения между отложениями пачки 6 и 7. Скорее всего, здесь проходит разрывное нарушение (см. рис. 2).

7. Известняковые мелко-микрозернистые песчаники с примесью литокластов гравийной размер-

ности (обр. 29–35). Породы серого, темно-серого цвета с вторичной конглобрекчиевой структурой. В основном толстослоистые (0.5–1.0 м по мощности), и лишь в прикровельной части пачки наблюдаются тонко-среднеслоистые (0.1–0.2 м) известняковые песчаники. Микроскопически толстослоистые разности представлены перекристаллизованными мелкозернистыми известняковыми песчаниками с примесью хорошо окатанных литокластов гравийной размерности. Литокласты сложены микритовыми известняками, мелкозернистыми известняковыми песчаниками (см. табл. I, фиг. 2) и биогермными? обломками. Прикровельная часть пачки с тонко-среднеслоистыми породами сложена микрозернистыми известняковыми песчаниками (см. табл. I, фиг. 3) с примесью тонкостенного раковинного детрита и тентакулитами (рис. 3). Микритовый цемент содержит рассеянное ОВ, которое в перекристаллизованных разностях мобилизовано по граням кристаллов. В основании пачки обнаружены единичные конодонты *Palmatolepis ljaschenkoae* Ovnatanova. Аз. пад. 57° ∠ 40°. Неполная мощность пачки 7.7 м.

8. Известняковые тонкозернистые, шламовые песчаники и глинистые известняки (обр. 36–39). Темно-серые, коричневатые, тонко- и линзовидно-слоистые. Микроскопически это тонкозернистые (шламовые) известняки с микритовым цементом и рассеянным ОВ (см. табл. I, фиг. 4; рис. 3). В кровле пачки отмечаются первые редкие слабо окатанные литокласты оолитовых известняков гравийной размерности. В незначительном количестве содержатся тентакулиты, остатки рыб, конодонты, тонкостенные брахиоподы и остракоды, а также неопределимый раковинный детрит. Известняки содержат многочисленные конодонты (см. рис. 2). Мощность пачки 2.6 м.

9. Известняковые разнозернистые песчаники (обр. 40–46). Породы неравномерно перекристаллизованы и имеют вторичную конглобрекчиевую структуру. Мощность слоев варьирует от 0.5 до 2.3 м, а в основании пачки составляет 0.1–0.3 м. Нижняя часть пачки микроскопически представляет собой тонкозернистые известняковые песчаники с тонкостенным раковинным детритом, тентакулитами, конодонтами и редкими крупными фрагментами иглокожих. Средняя часть пачки сложена крупно-среднезернистыми оолитовыми песчаниками (см. табл. I, фиг. 5) с примесью (до 20%) литокластов галечной и гравийной размерности. Литокласты сложены разнозернистыми известняковыми песчаниками (с тонкостенными створками остракод) и среднезернистыми оолитовыми известняками. Верхняя часть пачки представлена крупнокристаллобластовыми известняками. В кровле пачки наблюдается послойный срыв. В нижней части пачки обнаружены многочисленные конодонты (см. рис. 2). Мощность пачки 9.8 м.

10. Известняковые средне-тонкозернистые песчаники (обр. 47–51). Породы темно-серого цвета преимущественно тонкослоистые (0.05–0.15 м), в нижней части пачки линзовидно-слоистые, а в верхней – толстослоистые (до 0.9 м) (рис. 4). Микроскопически в мелко-тонкозернистых известняковых песчаниках различается микритовый карбонатный и карбонатно-глинистый цемент (см. табл. I, фиг. 7; рис. 4) в котором встречаются остатки тентакулитов (см. табл. I, фиг. 6). Некоторые прослои известняковых песчаников содержат отдельные оолитовые зерна и литокласты оолитовых известняков. Из органогенных остатков встречены конодонты, целые раковины и разрозненные створки тонкостенных остракод и гастропод. Стоит отметить, что в образцах 48 и 50 наблюдаются переотложенный вид *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, присутствие которого свидетельствует о размыве отложений доманикового горизонта (зона punctata). Органическое вещество рассеяно в карбонатно-глинистом цементе или мобилизовано по трещинам, выполненным кристаллическим кальцитом. Известняки содержат многочисленные конодонты, в основном палматолепиды (см. рис. 2). Мощность пачки 5.35 м.

11. Известняковые средне-тонкозернистые песчаники (оолитовые) с незначительной примесью литокластов от грубопесчаной до галечной размерности (обр. 52–77). Породы неравномерно перекристаллизованы и имеют вторичную конглобрекчиевую структуру. Слоистость варьирует в широких пределах – от 0.05 до 2.5 м. Органические остатки представлены кораллами, аммоноидеями, гастроподами, строматопоратами, конодонтами и криноидеями. Микроскопически это среднетонкозернистые преимущественно оолитовые известняковые песчаники (см. табл. I, фиг. 8). Отдельные прослои содержат крупные литокласты и органогенные обломки (от грубопесчаной до галечной размерности). Верхняя часть пачки (около 10 м) подверглась стресс-метаморфическим преобразованиям и имеет вторично микрослоистую текстуру (см. табл. II, фиг. 3–7). Из нижней части пачки определены многочисленные конодонты (см. рис. 2). В обр. 52 наблюдаются переотложенные виды *Palmatolepis gutta* Kuzmin и *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, которые свидетельствуют о размыве отложений доманикового горизонта (зона punctata). Неполная мощность пачки 29.75 м.

Таким образом, изученные нами отложения представлены в основном разнозернистыми известняковыми песчаниками с микрозернистым (микритовым) карбонатным цементом. На отдельных интервалах разреза наблюдается появление литокластов карбонатных пород гравийно-галечной размерности или глинистой примеси с повышенным содержанием рассеянного ОВ. Состав цельноскелетных органических остатков характеризует углубленные спокойноводные обстановки осадконако-

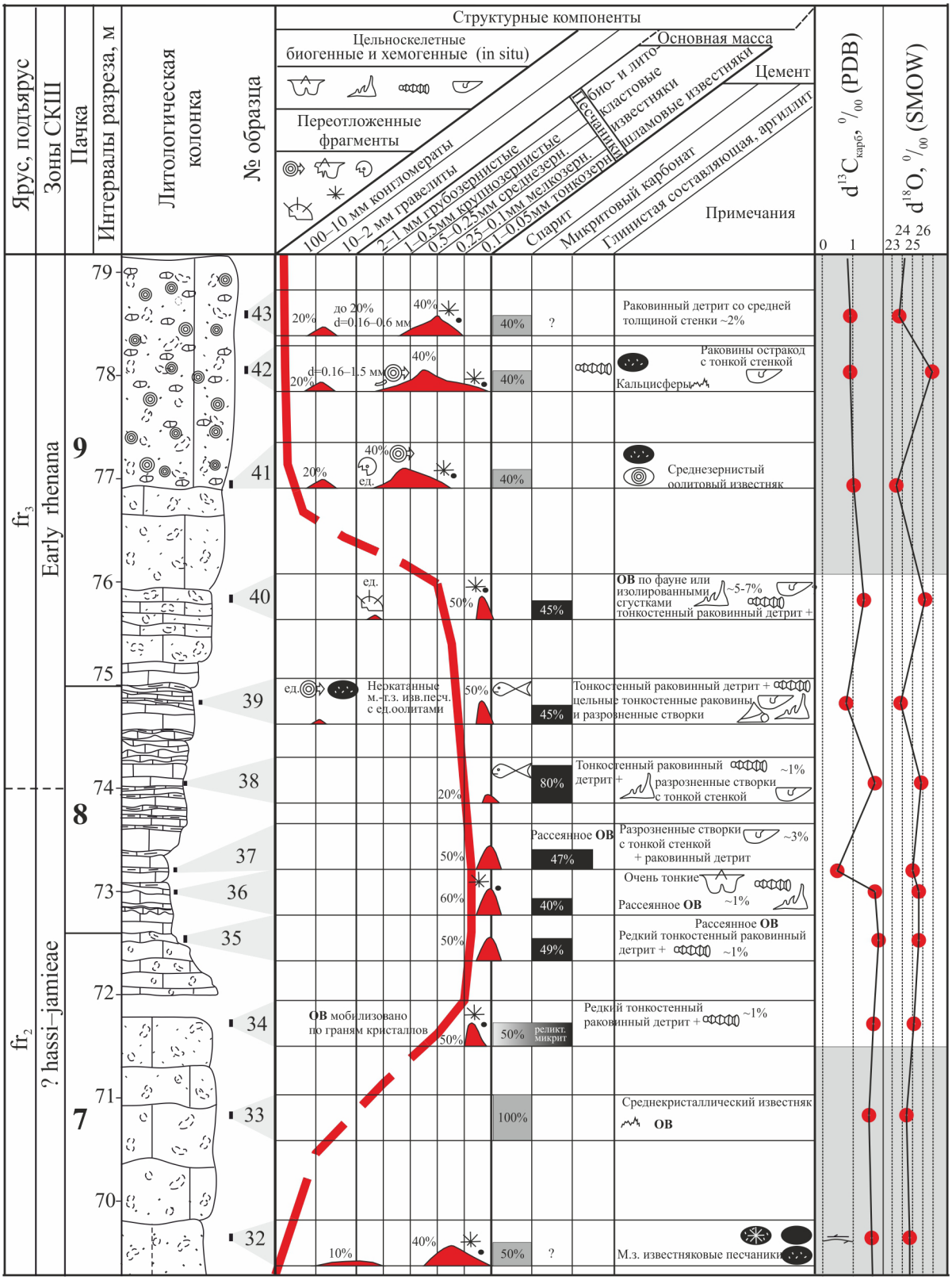


Рис. 3. Стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов и изотопов $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ на уровне предполагаемого трансгрессивного события Semichatovae. Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Stratigraphical column with the distribution along the section of structural components and isotopes $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ at the level of the supposed transgressive event Semichatovae. For legend see Fig. 2.

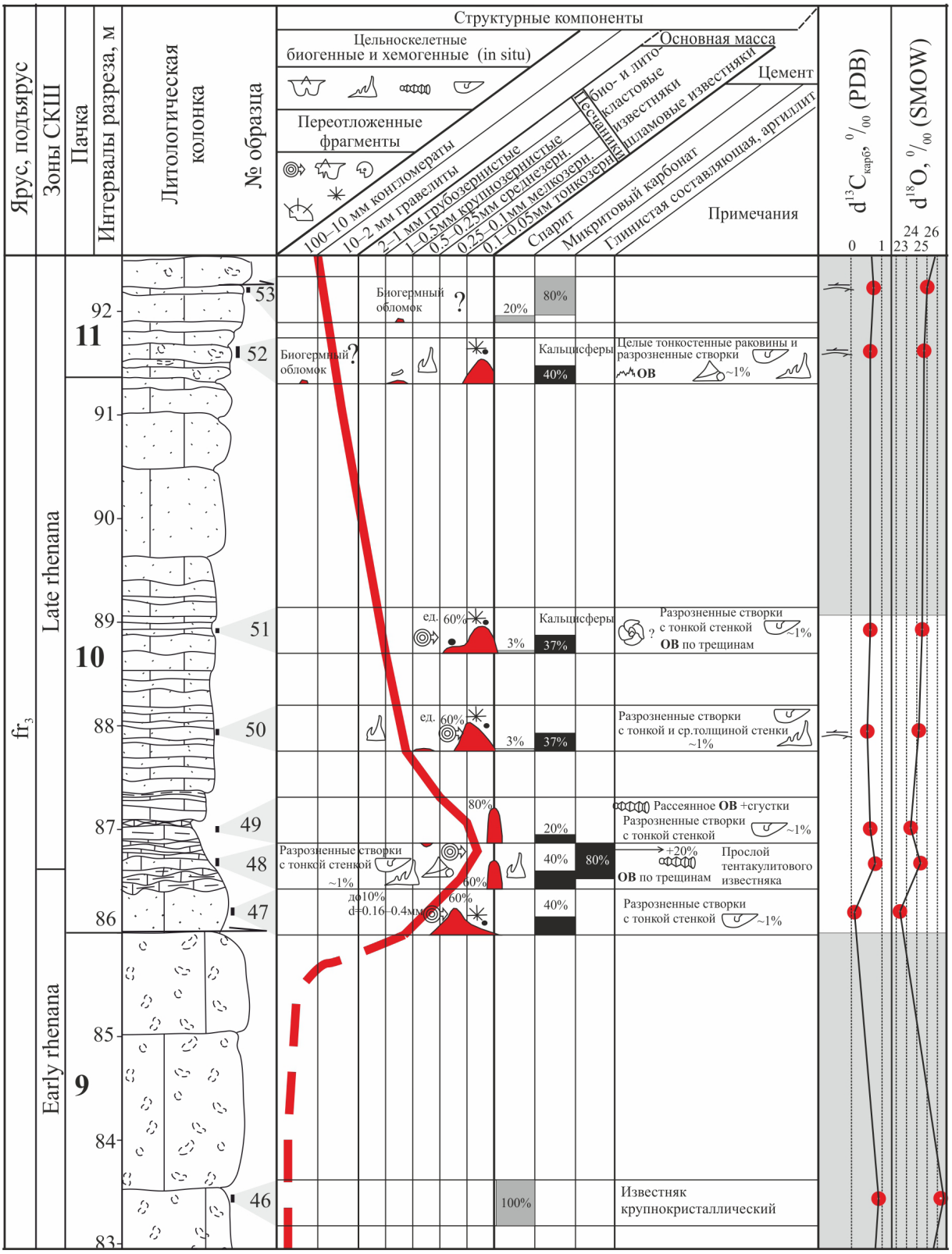


Рис. 4. Стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов и изотопов $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ на уровне предполагаемого трансгрессивного события Lower Kellwasser. Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 4. Stratigraphical column with the distribution along the section of structural components and isotopes $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ at the level of the supposed transgressive event Lower Kellwasser. For legend see Fig. 2.

пления и представлен тонкостенными брахиоподами, остракодами и гастроподами, а также аммоноидеями, тентакулитами и конодонтами (преимущественно, палматолеписами). Состав аллохтонных органических остатков и литокластов характеризует более мелководный источник сноса, где фауна представлена кораллами, криноидеями, брахиоподами, водорослями, строматопоратами и др.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПО КОНОДОНТАМ

Биостратиграфическое расчленение разреза проведено согласно стратиграфической схеме западного склона Урала [Стратиграфические схемы…, 1993; Постановления…, 2008] и детально рассмотрено в работах [Соболева, Соболев, 2015б; Соболева, 2017]. Анализ распространения видов конодонтов позволил выделить три последовательных комплекса, которые были сопоставлены с зональными конодонтовыми комплексами стандартной конодонтовой шкалы [Ziegler, Sandberg, 1990]. Распространение конодонтов представлено на рис. 2.

Единичные конодонты обнаружены в нижней части пачки № 2, а именно в обр. 2. Здесь определен вид *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler. В залегающих выше слоях конодонты более разнообразны (комплекс I) и предположительно характеризуют интервал зон hassi и jamieae (средний фран, доманиковый горизонт).

Более многочисленный комплекс конодонтов (II) установлен в интервале, который сопоставляется с подзоной Early rhenana (верхний фран, мендымский горизонт). На этот уровень указывают появление вида *Palmatolepis brevis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova и присутствие *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. barba* Ziegler et Sandberg, *Pa.* aff. *mucronata* Klapper, Kuzminet Ovnatanova.

Комплекс III сопоставим с комплексом подзоны Late rhenana (верхний фран, аскынский горизонт) на основании общих видов: вид-индекс *Pa. rhenana* Bischoff, *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. nasuta* Müller, *Pa. Elegantula* Wang et Ziegler. На этом уровне зафиксировано присутствие переотложенных видов *Pa. gutta* Kuzmin и *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, характерных для отложений доманикового горизонта. Это свидетельствует о том, что близлежащая более мелководная территория бассейна подвергалась размыву вплоть до отложений нижней части доманикового горизонта (зона punctata). На уровне Late rhenana были зафиксированы массовые патологические изменения в конодонтовых элементах [Соболева, 2014, 2017; Соболева, Соболев, 2015б]. Подобные уровни патологических форм были зафиксированы на Среднем Урале в разрезе Кривой Рог [Бикбаев, Снигирева, 2003]. Данный факт можно использовать как дополнительный критерий при межрегиональной корреляции.

На стратиграфическом интервале hassi–rhenana известны два глобальных события Semichatovae и Lower Kellwasser, связанных с относительным повышением уровня моря.

Событие Semichatovae фиксируется в нижней части конодонтовой подзоны Early rhenana, чуть выше границы среднего-верхнего франа [Sandberg et al., 2002] и проявляется как кратковременная трансгрессия (начало трансгрессивно-регрессивного цикла IId по [Johnson et al., 1985]). В разрезе р. Мал. Уса в обн. mu 10 (см. рис. 2, 3) нижняя граница подзоны Early rhenana проводится в подошве слоя с обр. 38 (см. рис. 2). Начало же трансгрессивного цикла отмечается ниже (с обр. 34). Таким образом, если считать данную трансгрессию возможным отражением глобального события Semichatovae, то, учитывая эвстатическую природу и изохронность следов ее проявления, можно предполагать, что основание конодонтовой подзоны Early rhenana должно проходить в нашем разрезе ниже событийного уровня. С началом тансгрессивного цикла (с небольшим запозданием) наблюдается заметное увеличение биоразнообразия конодонтов, среди которых преобладают палматолепиды (см. рис. 2).

Событие Lower Kellwasser отмечается немного выше основания конодонтовой подзоны Late rhenana верхнего франа [Walliser, 1996] и также проявляется как трансгрессия, с которой во многих регионах связываются бескислородные обстановки осадконакопления и начало позднефранского кризиса в развитии биоты [Sandberg et al., 2002]. В разрезе р. Мал. Уса в обн. mu 10 (см. рис. 2) нижняя граница зоны Late rhenana определена по индекс-виду *Palmatolepis rhenana* Bischoff, а также характерным видам *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. nasuta* Müller, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler и проводится в подошве слоя с обр. 48 (см. рис. 4). Начало трансгрессивного цикла фиксируется с основания пачки 10 (обр. 47). Поскольку положение событийного уровня Lower Kellwasser фиксируется чуть ниже установленной нами подошвы подзоны Late rhenana, вероятно то, что нахождение индекс-вида *Pa. rhenana* Bischoff этой подзоны может быть и ниже. С началом трансгрессивного цикла (также с небольшим запозданием) наблюдается вспышка биоразнообразия конодонтов, среди которых основную роль играют палматолеписы (см. рис. 2).

Здесь необходимо отметить, что авторы придерживаются мнения о несомненном приоритете биостратиграфического метода для определения стратиграфических уровней, однако ряд причин, таких как экологическая приуроченность, характер захоронений, миграционные процессы, сохранность, объем и детальность отбора проб и др., не позволяет ему претендовать на абсолютную изохронность. В то же время, если в определенном (по биостратиграфии) интервале существует глобальное абиоти-

ческое событие (в большинстве случаев эвстатическое) и его синхронность не вызывает сомнений, то такой репер можно считать изохронным и проводить детальную корреляцию целесообразнее по нему, учитывая возможные корректировки положения границ биостратиграфических подразделений.

БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПО КОНОДОНТАМ

В средневерхнефранских отложениях на р. Мал. Уса конодонты представлены платформенными элементами родов Palmatolepis, Polygnathus, Ancyrodella, Ancyrognathus, Mesotaxis и Icriodus. Эти таксоны являются основными индикаторами глубин палеобассейна [Кирилишина, Кононова, 2004]. В нижней части разреза вплоть до пробы 36 содержание конодонтов незначительно, что не позволяет включать их в биофациальный анализ. Можно лишь условно отнести этот интервал к смешанной биофации (рис. 5) Polygnathus–Ancyrodella. Полигнатиды в количестве 25 экз. (62%) преобладают над анцироделлами, которые составляют 20% и представлены *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler. Палматолеписы появляются в слое с обр. 22 и составляют 12% (5 экз.).

Выше по разрезу, начиная с обр. 38, по которому проводится основание подзоны Early rhenana, прослеживается заметное увеличение биоразнообразия конодонтов. Здесь доминирует палматолепидная биофация (см. рис. 5), свидетельствующая об относительном углублении бассейна седиментации, что вполне согласуется с литологическими данными, по которым на этом уровне фиксируется трансгрессивный цикл и заметное понижение скоростей осадконакопления. Таксономический состав в обр. 38 увеличивается до 56% и в основном представлен *Palmatolepis plana* Ziegler et Sandberg, *Pa. ljaschenkoae* Ovnatanova, *Pa. simpla* Sandberg et Ziegler, *Pa. proversa* Ziegler, *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa. domanicensis* Ovnatanova, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, что составляет 56%. Остальные 41% принадлежат полигнатидам (виды *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Po. lodinensis* Polsler, *Po. aequalis* Klapper et Lane) и в незначительном количестве анцирогнатусам (3%). Стратиграфически выше (обр. 39–40) роль палматолеписов возрастает до 63% (66 экз.), а таксономический состав увеличивается до 16 видов. Комплекс конодонтов кроме вышеперечисленных видов состоит из *Palmatolepis brevis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. barba* Ziegler et Sandberg, *Pa. lyaiolensis* Khruscheva et Kuzmin, *Pa. mucronata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. beekeri* Klapper и др. На долю полигнатусов, представленных в основном видами *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Po. lodinensis* Polsler, *Po. webbi* Stauffer, приходится 33% (35 экз.). Роль в комплексе других родов незначительная (1–2%). Конодонты очень хорошей сохранности. Последующий регрессивный цикл не охарактеризован конодонтами, что частично можно объяснить увеличившимися скоростями осадконакопления и более мелководными обстановками.

Трансгрессивный осадочный цикл в начале фазы Late rhenana также характеризуется увеличением биоразнообразия конодонтов, где наиболее развита биофация Palmatolepis (см. рис. 5). Конодонты из нижней части зоны (обр. 48–52) характеризуются богатым в видовом и количественном отношении комплексом конодонтов. Конодонты рода Palmatolepis составляют 68% (799 экз.) и представлены 25 видами. Кроме ранее перечисленных видов комплекс состоит из *Palmatolepis rhenana* Bischoff, *Pa. kozhimensis* Savage et Yudina, *Pa. mulleri* Klapper et Foster, *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. nasuta* Muller, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler, *Pa. orbicularis* Ovnatanova et Kuzmin, *Pa. semichatovae* Ovnatanova, *Pa. jamieae* Ziegler et Sandberg. Содержание в комплексе полигнатид, представленных видами *Polygnathus webbi* Stauffer, *Po. decorosus* Stauffer, *Po. lodinensis* Polsler, *Po. siratchoicus* Ovnatanova et Kuzmin, *Po. churkini* Savage et Funai, *Po. foliates* Bryant, *Po. timanicus* Ovnatanova (переотл.), составляет 27% (314 экз.). Таксоны рода Icriodus, представленные *Icriodus interjectus* Ovnatanova et Kuzmin и *Icr. alternatus alternatus* Branson et Mehl, составляют 4% (43 экз.). Содержание представителей родов Ancyrodella (5 экз.) и Ancyrognathus (8 экз.) не превышает 1%.

Последующая регрессия характеризуется постепенным увеличением количества представителей рода Polygnathus, характерных для мелководных обстановок, что, возможно, связано с активным привносом большого количества обломочного материала с мелководных частей бассейна в глубоководную. Однако биофация Palmatolepis остается доминирующей. Здесь (обр. 56, 58) наблюдается резкое уменьшение всех конодонтов до 23 экз. Количество палматолепид уменьшаются до 14 экз. и составляют 61%, а полигнатид – до 9 экз., что составляет 39%.

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА

Изотопные соотношения углерода и кислорода по разрезу варьируют в диапазоне: от –0.5 до +2.9‰ для $\delta^{13}C$ и от 18.4 до 26.9‰ для $\delta^{18}O$ (рис. 6). Следует отметить, что сдвиги в изотопном соотношении и углерода и кислорода синхронны. Поскольку бóльшая часть карбонатов подверглась существенным вторичным изменениям (см. рис. 2), то нами лишь рассмотрены наиболее интересные и слабо измененные интервалы, которые как раз приходятся на предполагаемые событийные уровни Semichatovae и Lower Kellwasser.

В интервале, охарактеризованном зонами hassi–jamieae, наблюдается стабильное изотопное соот-

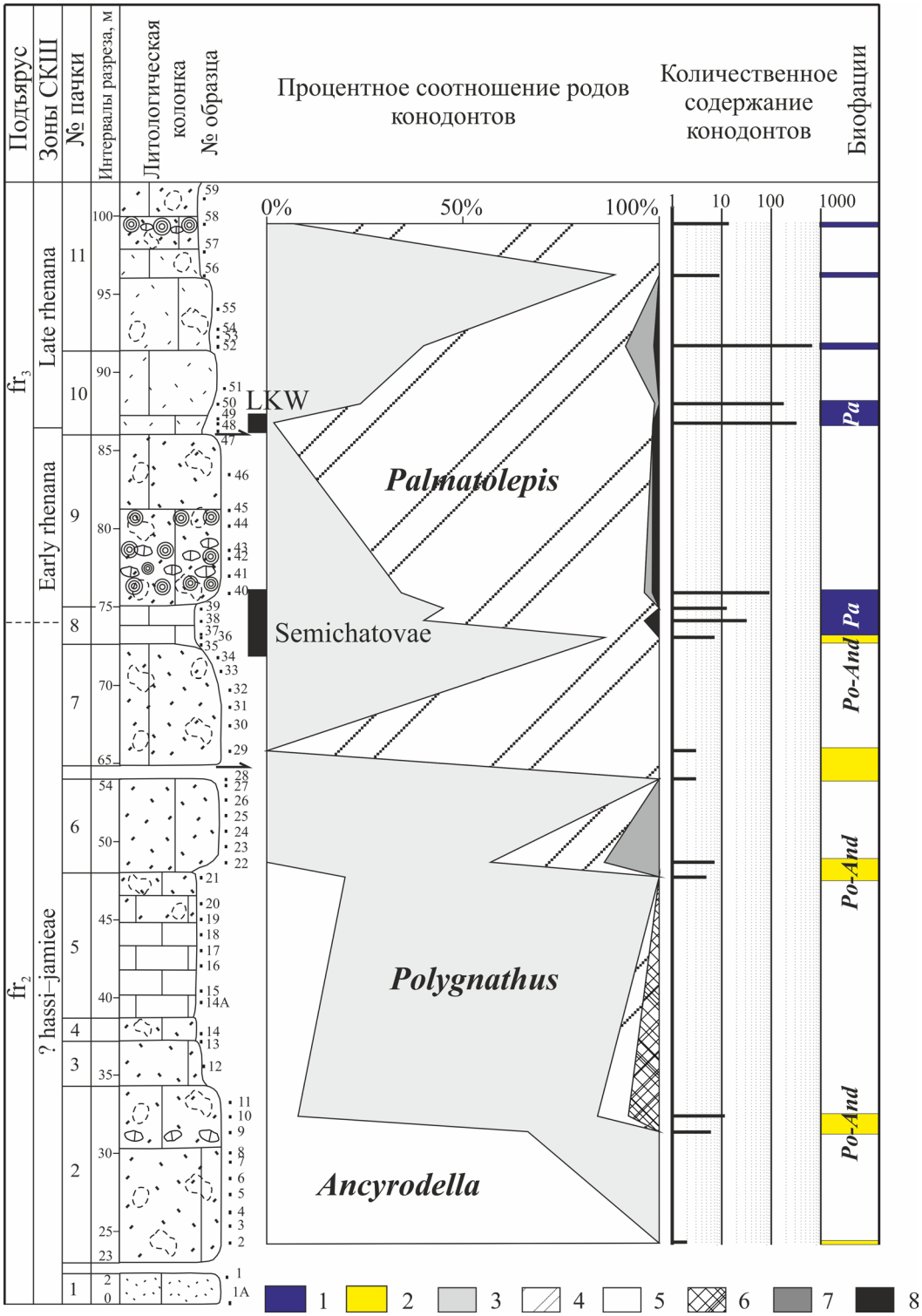


Рис. 5. Распределение конодонтовых биофаций в средневерхнефранских отложениях на р. Малая Уса.

1 – биофация (biofacies) Palmatolepis, 2 – биофация (biofacies) Polygnathus-Ancyrodella, 3 – *Polygnathus*, 4 – *Palmatolepis*, 5 – *Ancyrodella*, 6 – *Mesotaxis*, 7 – *Icriodus*, 8 – *Ancyrognathus.*

Fig. 5. Distribution of conodont biofacies in the Middle-Upper Frasnian deposits of the Malaya Usa River.

ношение углерода на уровне 1.5 ‰ с амплитудой отклонения от этих значений в 0.3‰. Началу же трансгрессивного цикла с формированием микритовых известняков и тонкообломочных известня-

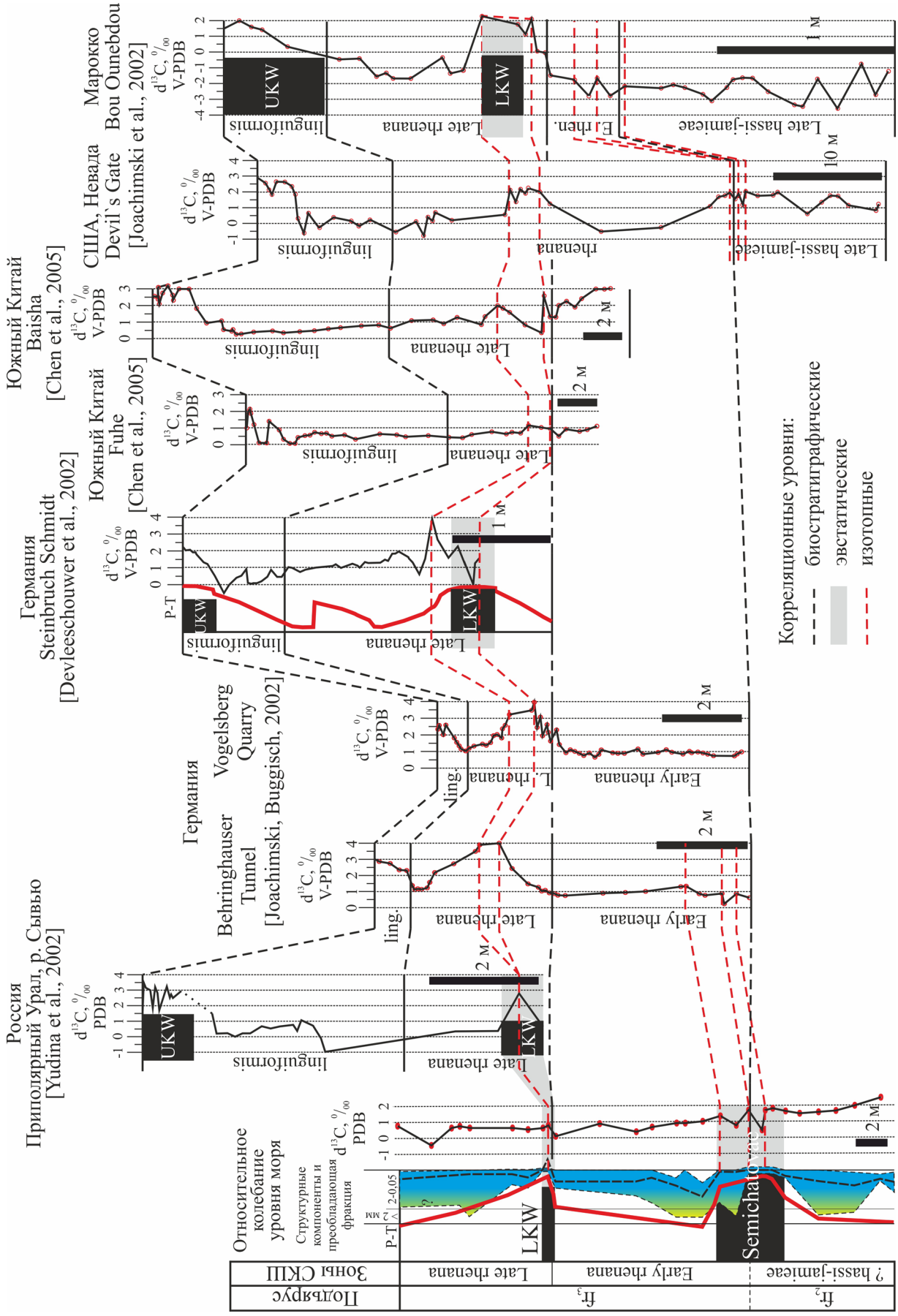


Рис. 6. Сопоставление изотопного состава углерода вблизи границ конодонтовой подзоны Early rhenana в разрезе р. Мал. Уса и других регионов.

Fig. 6. Comparison of the isotope composition of carbon near the boundaries of the Early rhenana conodont subzone in the Malaya Usa River section and other regions.

ковых песчаников на рубеже jamieae–Early rhenana соответствует период амплитудных вариаций изотопных соотношений углерода от 0.4 до 1.8‰, разброс которых составляет 1.4.‰ (см. рис. 3, 6). Сходная картина для этого времени наблюдается в разрезах Devil`s Gate (США) и Bou Ounebdou (Марокко), где интервал со стабильным изотопным соотношением углерода составляет 1.8–2.0 и от –2.0 до –2.2‰ соответственно [Joachimski et al., 2002] и амплитуда отклонения по углероду не превышает значение 0.2‰. Непосредственно сам переход от зоны jamieae к подзоне Early rhenana в этих, а также в других [Joachimski, Buggisch, 2002] разрезах характеризуется периодом относительно резких колебаний изотопных соотношений углерода с амплитудой 0.8–1.1‰, причем эти амплитудные вариации начинаются с облегчения изотопного состава углерода, что косвенно подтверждает увеличение глубины осадконакопления. Таким образом, хорошо проявленная трансгрессия по литологическим данным охватывает незначительную часть периода со стабильным изотопным соотношением углерода и весь интервал с амплитудными вариациями.

На уровне подзон Early–Late rhenana отмечается слабый положительный сдвиг изотопного соотношения углерода (см. рис. 4) от 0.1 до 0.7‰. На этом же уровне фиксируется трансгрессия. Последующие вариационные изменения незначительны и составляют 0.5–0.7‰. Сходные, но более интенсивные положительные сдвиги изотопного соотношения углерода с амплитудой до 4‰ отмечаются в различных разрезах Центральной и Южной Европы [Devleeschouwer et al., 2002; Joachimski, Buggisch, 2002; Joachimski et al., 2002; Godderis, Joachimski, 2004; Buggisch, Joachimski, 2006], Восточной Европы [Yudina et al., 2002], а также Северной Америки и Северной Африки (рис. 6), где фиксируется глобальное трансгрессивное событие Lower Kellwasser.

Поскольку значения изотопного соотношения углерода большей частью колеблются в интервале 1–2‰, что соответствует осадочным морским карбонатам, то, вероятнее всего, слабые положительные сдвиги при неизменной солености открытого морского бассейна отражают увеличение биопродуктивности [Шопф, 1982].

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В целом формирование изученных отложений проходило в относительно углубленных частях мелководного морского бассейна в пределах шельфа с карбонатным типом осадконакопления. Лишь в отдельные интервалы времени фиксируются более глубоководные обстановки глинисто-карбонатного осадконакопления, связанные с проявлением глобальных эвстатических событий на рубежах фаз jamieae-Early rhenana (трансгрессия Semichatovae) и Early rhenana–Late rhenana (трансгрессия Lower Kellwasser).

В начале фазы hassi–jamieae формировалась относительно мощная толща средне-мелкозернистых карбонатных песков с примесью лито- и биокластов грубозернистой, гравийной, и реже, галечной размерности. Литокласты были представлены микритовыми известняками, сгустково-водорослевыми известняками и средне-тонкозернистыми известняковыми песчаниками. Органогенно-обломочный материал состоит из одиночных кораллов, ежей, брахиопод, сифоновых водорослей. Из цельноскелетных остатков в незначительном количестве присутствовали редкие тентакулиты, а также мелкие тонкостенные остракоды и брахиоподы. Характер захоронения остракод и брахиопод с неразрозненными целыми створками свидетельствует об относительно высоких скоростях осадконакопления и спокойном придонном гидродинамическом режиме ниже базиса нормальных волн. Поставщиком обломочного внутрибассейнового материала могли послужить мелководные биогермные постройки расположенные (в современном плане) к западу от изучаемого района [Тимано-Печорский…, 2000], но есть вероятность, что часть его могла поступать с востока, где в позднем фране на бровке шельфа также формировались органогенные постройки. Позднее наблюдается уменьшение размерности обломочного материала до тонкопесчано-алевритового, которое сохраняется вплоть до начала фазы Early rhenana. В это время на тонкопесчаных и глинисто-карбонатных грунтах обитали тонкостенные брахиоподы, остракоды и гастроподы, а в толще воды – конодонты глубоководной палматолепидной биофации и тентакулиты. Это связано с относительным повышением уровня моря и коррелирует по времени с глобальным трансгрессивным уровнем Semichatovae. Характер захоронения остракод и чередование литотипов позволяют предполагать пульсирующее поступление тонкопесчаного материала и изменение скорости седиментации от медленной в глинисто-карбонатных осадках до относительно высокой в тонких карбонатных песках с незначительной примесью более крупных обломочных компонентов. В это же время фиксируется первое появление гравийных обломков известняковых песчаников (см. рис. 3), содержащих отдельные зерна оолитов, что косвенно свидетельствует о начале зарождения оолитовых отмелей к востоку и/или западу. Трансгрессия относительно резко сменяется регрессией, в результате которой формировались крупно-среднезернистые карбонатные пески со значительной примесью гравия и галек оолитовых известняков и разнозернистых известняковых песчаников. Позже происходило накопление мелкозернистых карбонатных песков с примесью оолитов и раковинным детритом со

средней и тонкой толщиной стенок, в спокойных гидродинамических придонных обстановках ниже базиса воздействия нормальных волн. С этого момента начинается следующая трансгрессия.

В фазу Late rhenana формируются тонкозернистые пески, шламовые и глинисто-микритовые карбонатные илы с тонкостенными разрозненными створками остракод (низкая скорость седиментации), гастропод, а также конодонтами и тентакулитами, что свидетельствует о продолжающейся трансгрессии. По времени проявления эту трансгрессию можно сопоставить с глобальным событием Lower Kellwasser. Последующее формирование осадков также проходило в углубленном шельфовом бассейне с постепенным увеличением гранулометрии карбонатных обломков от тонко- до среднезернистых с незначительной примесью грубозернистого и гравийного внутрибассейнового материала (микритовые известняки, микросгустково-водорослевые известняки, оолитовые известняки) и органогенного детрита (кораллы, строматопораты, иглокожие). Присутствие переотложенных форм конодонтов свидетельствует об относительно глубоком эрозионном врезе на прилегающем мелководье вплоть до отложений доманикового горизонта (зона punctata). На протяжении всей фазы Late rhenana отмечается постепенное увеличение перемещенных оолитовых зерен вплоть до образования горизонтов оолитовых песков. Однако наличие целых раковин средне- и тонкостенных остракод, конодонтов глубоководной палматолепидной биофации и микритовых карбонатных илов не позволяют нам считать эти осадки мелководными, а заставляет относить их к углубленному бассейну седиментации с повышенным поступлением обломочного материала и относительно спокойной придонной гидродинамикой.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Изученные нами отложения расположены в непосредственной близости от Главного западноуральского надвига (ГЗУН) и слагают одну из тектонических пластин. Практически все карбонатные породы разреза претерпели значительные вторичные изменения, что существенно осложняет восстановление первично-осадочных структур. По структурным взаимоотношениям, наблюдаемым на макро- и микроуровне, отчетливо выделяются следующие стадии преобразований от ранней к поздним:

I стадия характеризуется обширной перекристаллизацией известняков с образованием вторичных конглобрекчиевых (конглобрекчиевидных) структур (см. табл. II, фиг. 1–3). Масштаб этой стадии отражен на сводной колонке (см. рис. 2), где видно, что 70% пород были в той или иной степени перекристаллизованы (вплоть до образования крупнокристаллических мраморов). Слабоизмененные участки карбонатных пород имеют резкие границы и не ориентированы. Их форма разнообразна – от прямоугольной и треугольной с острыми краями до изометрично-округлой, а размеры варьируют от 2 до 30 см. Сильно перекристаллизованные участки сложены средне-грубокристаллическим кальцитом и иногда содержат реликты первичных осадочных структур.

II стадия, секущая перекристаллизованные участки вторичных конглобрекчий I стадии, связана с образованием мелких трещин, заполненных кальцитом (см. табл. II, фиг. 4). Масштабы проявления незначительные.

III стадия непосредственно связана с процессом формирования Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны. Отложения претерпели тектоническое расслоение (см. рис. 1). Внутри отдельных тектонических пластин формировались сколы (см. табл. II, фиг. 2) и послойные срывы, а также стресс-метаморфические преобразования, в результате которых карбонатные породы приобрели сланцеватую микрослоистую текстуру (см. табл. II, фиг. 3–7). Эта стадия преобразований пространственно тяготеет к разрывным нарушениям различного порядка. Особенно ярко это проявлено в верхней части разреза (см. рис. 2), где по биостратиграфическим данным [Соболева, Соболев, 2015а] установлено тектоническое несогласие между отложениями доманиково-аскынского горизонта (mu 10) и налегающих на них отложений нижней части доманикового горизонта (mu 11). В зависимости от размерности обломков, степени цементации и перекристаллизации эти процессы по-разному преобразовали породы. Средне-тонкозернистые известняковые песчаники практически полностью превратились во вторично микритовые микрослоистые известняки. Более крупные обломки, карбонатные прожилки или участки ранней перекристаллизации подверглись кластическим деформациям, растаскиванию и будинированию (см. табл. II, фиг. 4, 6). Крупные структурные зерна оолитов и литокласты (если они не были законсервированы спаритовым кальцитом) также подвергались деформациям и микритизации, образуя вторичную микролинзовидно-слоистую текстуру (см. табл. II, фиг. 5).

IV стадия связана с формированием мелких трещин, залеченных кальцитом и последующей стиллолитизацией карбонатов (см. табл. II, фиг. 5, 7).

Таким образом, выявленные стадии вторичных преобразований пород помогли нам избежать ошибок при диагностике различных литотипов и по возможности реконструировать первично-осадочные структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного исследования биостратиграфии, литологии, изотопии углерода ($\delta^{13}C$)

и кислорода ($\delta^{18}O$) средне-верхнефранских отложений западного склона Полярного Урала выявлены следы глобальных событий Semichatovae и Lower Kellwasser.

Событие Semichatovae характеризуется накоплением тонкообломочного, шламового и глинистого материала с рассеянным органическим веществом. Наблюдается пульсирующее поступление тонкопесчаного материала и изменение скоростей осадконакопления от низкой до относительно высокой. Ранней стадии трансгрессивного событийного уровня соответствует незначительный сдвиг в изотопном соотношении углерода от 1.5 до 1.8‰, после которого отмечается облегчение изотопного состава до 0.4‰. Последующие вариационные изменения от 0.8 до 1.7 ‰ плавно затухают, приходя к значению 0.9–1.0‰. Сходные изменения изотопного состава отмечаются в разрезах Европы, Северной Америки, Северной Африки. Установлено, что с началом регрессии, в фазу Early rhenana, начинают формироваться оолитовые отмели на бровке шельфа к востоку (в современном плане) и/или к западу (поднятие Чернова).

Событие Lower Kellwasser характеризуется резкой трансгрессией, в результате которой в начале фазы Late rhenana происходит замедленное накопление тонкозернистых песков, шламовых и глинисто-микритовых карбонатных илов. На этом уровне отмечается слабый положительный сдвиг изотопного соотношения углерода от 0.1 до 0.7‰ с последующими вариационными изменениями в пределах 0.5–0.7‰. Сходные изменения изотопного состава отмечаются в различных разрезах Центральной и Южной Европы.

На ранних стадиях этих событий наблюдается увеличение биоразнообразия конодонтов и превалирование глубоководной палматолепидной биофации.

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания, руководителю группы изотопной геохимии В.Л. Андреичеву и аналитику И.В. Смолевой за данные по изотопному (C, O) составу карбонатов, а также А.В. Журавлеву, В.А. Салдину, И.Х. Шумилову (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), А.С. Алексееву, Ю.А. Гатовскому, Л.И. Кононовой (МГУ, Москва).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00049).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бикбаев А.З., Снигирева М.П. (2003) Патологические формы верхнедевонских конодонтов. *Ежегодник-2002.* Екатеринбург: УрО РАН, 14-20.

Богданов Б.П., Приймак П.И., Вильтистова О.М., Громыко А.В., Котик И.С., Кузьменко Ю.С., Табрин В.Л., Терентьев С.Э. (2015) Возможности современных геолого-геофизичнских методов для картирования Лемвинского барьерного рифа и его периферии. "*Геология рифов*". *Мат-лы Всерос. литолог. совещ.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 19-22.

Боровинских А.П., Пармузина Л.В. (2012) Типизация и характеристика карбонатных и терригенно-карбонатных массивов с целью прогнозирования их нефтегазоносности. *Нефтегазовая геология. Теория и практика,* **7**(2). http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2012.pdf

Войновский-Кригер К.Г. (1945) Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. *Сов. геология*, 6, 27-44.

Гессе В.Н., Савельев А.А. (1981) Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Северо-Уральская серия, лист Q-41-VI. *Объяснительная записка.* М., 6-52.

Жемчугова В.А. (2014) Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ЕАГЕ Геомодель, 232 с.

Жукова Т.В., Петренко Е.Л. (2015) Строение и перспективы ранне-средне-позднедевонского рифа в скв. 1-Левогрубеюская. "*Геология рифов*"*: Мат-лы Всерос. литолог. совещ.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 45-47.

Кирилишина Е.М., Кононова Л.И. (2004) Конодонтовые биофации во франском бассейне юго-запада Московской синеклизы. *Вестн. МГУ. Сер. Геол.*, (2), 32-40.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий (2008). (Отв. ред. А.И. Жамойда, О.В. Петров). СПб., ВСЕГЕИ, 131 с.

Соболева М.А. (2014) Патологические формы франских конодонтов. *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента.* Сыктывкар: Геопринт, 120-122.

Соболева М.А. (2017) Новые виды рода Palmatolepis (конодонты) из франских отложений Приполярного и Полярного Урала. *Сыктывкарский Палеонтологический сборник № 8* (130). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 40-50.

Соболева М.А., Соболев Д.Б. (2015а) Конодонты франского яруса на р. Малая Уса (Полярный Урал). "*Современные проблемы палеонтологии*"*: Мат-лы LXI сессии Палеонт. общ. при РАН.* СПб, 115-117.

Соболева М.А., Соболев Д.Б. (2015б) Биостратиграфическая характеристика по конодонтам средне-верхнефранских отложений на р. Малая Уса. (Полярный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (6), 15-26.

Соболева М.А., Соболев Д.Б. (2016) Новые данные по конодонтам верхнего девона Полярного Урала (разрез Останцовый, р. Малая Уса). *Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки*, **158**(3), 455-467.

Соболева М.А., Соболев Д.Б., Матвеева Н.А. (2018) Разрез франского яруса на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) – результаты биостратиграфических, био-, литофациальных и изотопно-геохимических исследований. *Нефтегазовая геология. Теория и практика,* **13**(1). http://www.ngtp.ru/rub/2/2_2018.pdf

Стратиграфические схемы Урала (1993). Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России. 139 с.

Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт. Ухта, Региональный Дом печати, 2000.

Цыганко В.С. (2011) Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 355 с.

Чернов Г.А. (1961) Новые данные по стратиграфии верхнего девона в восточной части Большеземельской тундры. *Докл. АН СССР*, **136**(1), 183-186.

Чернов Г.А. (1962) Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 117 с.

Шишкин М.А. (2002а) Девонские отложения в составе Карско-Нярминского параавтохтона (Полярный Урал). "*Геология девонской системы*"*: Мат-лы Междунар. симпоз.* Сыктывкар: Геопринт, 44-46.

Шишкин М.А. (2002б) Стратиграфия и фации отложений среднего-верхнего девона в районе хр. Енганепе (Полярный Урал). "*Геология девонской системы*"*: Мат-лы Междунар. симпоз.* Сыктывкар: Геопринт, 242-244.

Шишкин М.А., Малых О.Н., Попов П.Е., Колесник Л.С. (2005) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 335 с.

Шопф Т. (1982) Палеоокеанология. М.: Мир. 311 с.

Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *Systematic Association Special*, (47), 115-163.

Becker R.T. (2002) Frasnian goniatites from the Boulonnais (France) as indicators of regional sea level changes. *Ann. Soc. Geol. Nord*, (9), 129-140.

Becker R.T., House M.R. (1998) Proposals for an international substage subdivision of the Frasnian. *Subcommission on Devonian Stratigraphy*, (15), 17-22.

Buggisch W., Joachimski M.M. (2006) Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (240), 68-88.

Chen D., Qing H., Li R. (2005) The Late Devonian Frasnian-Famennian (F/F) biotic crisis: Insights from $\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{13}C_{org}$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.,* (235), 151-166.

Denayer J., Poty E. (2010) Facies and palaeoecology of the Upper member of the Alsemont formation (Late Frasnian, S. Belgium): an unusual, episode within the Late Frasnian crisis. *Geologica Belgica*, **13**(3), 197-212.

Devleeschouwer X., Herbosch A., Preat A. (2002) Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (181), 171-193.

Girard C., Renaud S. (2007) Quantitative conodont-based approaches for correlation of the Late Devonian Kellwasser anoxic events. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (250), 114-125.

Godderis Y., Joachimski M.M. (2004) Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (202), 309-329.

House M.R., Menner V.V., Becker R.T., Klapper G., Ovnatanova N.S., Kuzmin V. (2000) Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the Southern Timan (NE Russian Platform). *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions* (Eds E. Insalaco, P.W. Skelton, T.J. Palmer) J. Geol. Soc. London, Spec. Publ., (178), 147-176.

Joachimski M.M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite $\delta^{18}O$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*, **30**(8), 711-714.

Joachimski M.M., Pancost R.D., Freeman K.H., Ostertag-Henning C., Buggisch W. (2002) Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (181), 91-109.

Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.

May A. (1995) Relantionship among sea-level fluctuation, biogeography and bioevents of the Devonian: an attempt to approach a powerful, but simple model for complex long-range control of biotic crises. *Geolines*, (3), 38-49.

Racki G. (2005) Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: towards an integrated approach. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Elsevier,* **20**, 5-36.

Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. (1988) Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Contribution 1: Courier Forschungs Institut Senckenberg,*(102), 263-307.

Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, (356), 473-487.

Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer. 225-250.

Yudina A.B., Racki G., Savage N.M., Racka M., Maikowski K. (2002) The Frasnian–Famennian events in a deep-shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional and geochemical records. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47(2), 355-372.

Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs institute Senkenberg*, 121, 115 p.

REFERENCES

Becker R.T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *Systematic Association Special*, (47), 115-163.

Becker R.T. (2002) Frasnian goniatites from the Boulonnais (France) as indicators of regional sea level changes. *Ann. Soc. Geol. Nord*, (9), 129-140.

Becker R.T., House M.R. (1998) Proposals for an international substage subdivision of the Frasnian. *Subcommission on Devonian Stratigraphy*, (15), 17-22.

Bikbaev A.Z., Snigireva M.P. (2003) Patologicheskie formy Pathological forms of the Upper Devonian conodonts. *Ezhegodnik-2002*. Ekaterinburg: UrO RAN, 14-20. (In Russian)

Bogdanov B.P., Priimak P.I., Vil`tistova O.M., Gromyko A.V., Kotik I.S., Kuz`menko Yu.S., Tabrin V.L., Terent`ev S.E. (2015) Possibilities of modern geological and geophysical methods for mapping the Lemvin barrier reef and its periphery. "*Geologiya rifov*". Materialy Vserossiiskogo. Litologicheskogo soveshchaniya.

["Geology of reefs". Proc. All-Russian. lithology meeting]. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN Publ., 19-22. (In Russian)

Borovinskikh A.P., Parmuzina L.V. (2012) Typification and characterization of carbonate and terrigenous carbonate massifs in order to predict their oil and gas potential. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **7**(2). http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2012.pdf (In Russian)

Buggisch W., Joachimski M.M. (2006) Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (240), 68–88.

Chen D., Qing H., Li R. (2005) The Late Devonian Frasnian-Famennian (F/F) biotic crisis: Insights from $\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{13}C_{org}$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.,* (235), 151-166.

Chernov G.A. (1961) New data on the stratigraphy of the Upper Devonian in the eastern part of the Bolshezemelskaya tundra. *Dokl. Akad. Nauk* SSSR, **136**(1), 183-186. (In Russian)

Chernov G.A. (1962) *Devonskie otlozheniya vostochnoi chasti Bol`shezemel`skoi tundry* [Devonian deposits of the eastern part of the Bolshezemelskaya tundra]. Moscow-Leningrad, AN SSSR, 117 p. (In Russian)

Denayer J., Mottequin B. (2015) Middle and Upper Devonian Events in Belgium: review and new insights. *Strata (IGSP596-SDS Symposium (Brussels, September 2015))*, 16, 40-42.

Denayer J., Poty E. (2010) Facies and palaeoecology of the Upper member of the Alsemont formation (Late Frasnian, S. Belgium): an unusual, episode within the Late Frasnian crisis. *Geologica Belgica*, **13**(3), 197-212.

Devleeschouwer X., Herbosch A., Preat A. (2002) Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, (181), 171-193.

Gesse V.N., Savel`ev A.A. (1981) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1 : 200 000. Severo-Ural`skaya seriya, list Q-41-VI. Ob``yasnitel`naya zapiska* State Geological Map of the USSR. Scale 1 : 200 000. North-Ural series sheet Q-41-VI. Explanatory letter. Moscow (In Russian)

Girard C., Renaud S. (2007) Quantitative conodont-based approaches for correlation of the Late Devonian Kellwasser anoxic events. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **250**, 114-125.

Godderis Y., Joachimski M.M. (2004) Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **202**, 309-329.

House M.R., Menner V.V., Becker R.T., Klapper G., Ovnatanova N.S., Kuzmin V. (2000) Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the Southern Timan (NE Russian Platform). *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions* (Eds E. Insalaco, P.W. Skelton, T.J. Palmer) J. Geol. Soc. London, Spec. Publ., (178), 147-176.

Joachimski M.M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite $\delta^{18}O$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*, **30**(8), 711-714.

Joachimski M.M., Pancost R.D., Freeman K.H., Ostertag-Henning C., Buggisch W. (2002) Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **181**, 91-109.

Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.

Kirilishina E.M., Kononova L.I. (2004) Conodont biophyses in the Frasnian basin of the southwest of the Moscow syneclise. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol.*, (2), 32-40. (In Russian)

May A. (1995) Relantionship among sea-level fluctuation, biogeography and bioevents of the Devonian: an attempt to approach a powerful, but simple model for complex long-range control of biotic crises. *Geolines*, (3), 38-49.

Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta Rossii i ego postoyannykh komissii [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia and its standing commissions] (2008) (Eds-in-chief: A.I. Zhamoida, O.V. Petrov) St. Petersburg, VSEGEI, 131 p. (In Russian)

Racki G. (2005) Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. *Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: towards an integrated approach*., 5-16.

Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2002) Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, (356), 473-487.

Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. (1988) Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Contribution 1: Courier Forschungs Institut Senckenberg,*(102), 263-307.

Shishkin M.A. (2002а) Devonian deposits in the composition of the Karsko-Nyarmi parautochthon Polar Urals. *"Geologiya devonskoi sistemy":* Mat-ly Mezhdynar. simpoziuma ["Geology of the Devonian System": Materials of Int. symposium] Syktyvkar: Geoprint Publ., 44-46. (In Russian)

Shishkin M.A. (2002б) Stratigraphy and facies of Middle-Upper Devonian sediments in the region of the Chr. Enganepe (the Polar Urals) *"Geologiya devonskoi sistemy":* Mat-ly Mezhd. simpoziuma. ["Geology of the Devonian System": Materials of Int. symposium]Syktyvkar: Geoprint Publ., 242-244. (In Russian)

Shishkin M.A., Malykh O.N., Popov P.E., Kolesnik L.S. (2005) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret`e pokolenie). Ural'skaya seriya. List Q-41 (Vorkuta). Ob"yasnitel'naya zapiska* [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet Q-41 (Vorkuta). Explanatory letter St.Petersburg, Card factories VSEGEI Publ., 335 p. (In Russian)

Shopf T. (1982) *Paleookeanologiya* [Paleoceanology]. Moscow Mir Publ. 311 p.(In Russian)

Soboleva M.A. (2014) Patological forms of frasnian conodonts. Strukture, material, history of lithosphere of Timan-North-Uralian segment. Syktyvkar: Geoprint, 120-122. (In Russian)

Soboleva M.A. (2017) New species of the genus Palmatolepis (conodonts) from the Frasnian sediments of the Subpolar and Polar Urals. *Syktyvkarskii Paleontologicheskii sbornik* № 8, (130). Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 40-50. (In Russian)

Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2015a) Conodonts of the Frasnian stage on the Malaya Usa River (the Polar Urals). "*Sovremennye problemy paleontologii*". Mat-ly LXI sessii Paleont. obshch. pri RAN. ["Modern problems of paleontology". Materials of the LXI session of Paleont. Society. at the RAS] St.Petersburg, 115-117. (In Russian)

Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2015b) Biostratigraphic characteristics of the conodonts of the Middle-Upper Frasnian deposits on the Malaya Usa River (Polar Urals). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN,* (6), 15-26. (In Russian)

Soboleva M.A., Sobolev D.B. (2016) New data on conodonts of Upper Devonian of the Polar Urals (Ostantsovyi section, Malaya Usa River). *Uchenye zapiski Kazan' Univ. Ser. Estestvennye nauki*, **158** (3), 455-467. (In Russian)

Soboleva M.A., Sobolev D.B., Matveeva N.A. (2018) Section of Fasnian stage on Kozhym River (western slope of Subpolar Urals) – the result of biostratigrafic, bio- litofacial and isotopic-geochemistry study. *Neftegazovaya geologiya*. *Teoriya i praktika*, 13 (1). http://www.ngtp.ru/rub/2/2_2018.pdf

Stratigraficheskie skhemy Urala (1993) [Stratigraphic schemes of the Urals] Ekaterinburg. *Mezhvedomstvennyi stratigraficheskii komitet Rossii* [Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia] 139 p. (In Russian)

Timano-Pechorskii sedimentatsionnyi bassein. *Atlas geologicheskikh kart* (2000). [Timano-Pechora sedimentary basin. Atlas of geological maps]. Ukhta, Regional'nyi Dom pechati Publ. (In Russian)

Tsyganko V.S. (2011) *Devon zapadnogo sclona severa Urala i Pai-Hoya*. Devon of the western slope of the north of the Urals and Pai-Khoi. Ekaterinburg, UrO RAN Publ. 355 p. (In Russian)

Voinovskii-Kriger K.G. (1945) Two Paleozoic complexes on the western slope of the Polar Urals. *Sovetskaya geologiya*, 6, 27-44. (In Russian)

Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, 225-250.

Yudina A.B., Racki G., Savage N.M., Racka M., Maikowski K. (2002) The Frasnian–Famennian events in a deep-shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional and geochemical records. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47(2), 355-372.

Zhemchugova V.A. (2014) *Rezervuarnaya sedimentologiya karbonatnykh otlozhenii* [Reservoir sedimentology of carbonate deposits]. Moscow, EAGE Geomodel Publ., 232 p. (In Russian)

Zhukova T.V., Petrenko E.L. (2015) Structure and Perspectives of the Early-Middle-Late Devonian Reef in the well 1-Levogrupyuyskaya. *"Geologiya rifov"* Materialy Vserossiiskogo litologicheskogo soveshchaniya ["Geology of reefs" Materials of All-Russian lithological conf.]. Syktyvkar: IG KScC UB RAS Publ., 45-47. (In Russian)

Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs institute Senkenberg*, 121, 115 p.