

DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/2_2018

УДК 56.016.3:551.734.5(470.1)

Соболева М.А., Соболев Д.Б., Матвеева Н.А.Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук (ФГБУН ИГ Коми НЦ УрО РАН), Сыктывкар, Россия, matusha.888@mail.ru

РАЗРЕЗ ФРАНСКОГО ЯРУСА НА Р. КОЖЫМ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА) – РЕЗУЛЬТАТЫ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ, БИО-, ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Представлены результаты биостратиграфических, био-, литофациальных и изотопно-геохимических исследований уникального разреза франского яруса западного склона Приполярного Урала. Разрез содержит богатую и разнообразную фауну конодонтов, на основании которых установлена непрерывная последовательность стандартных конодонтовых зон от Early falsiovalis (нижний фран) до Early triangularis (нижний фамен). Выделенные ассоциации конодонтов с преобладанием преимущественно глубоководных таксонов Ancyrodella, Mesotaxis и Palmatolepis позволили не только провести детальное биостратиграфическое расчленение разреза, но и послужили индикаторами изменений уровня моря. Бассейн седиментации на протяжении франского времени представлял собой глубоководную впадину на шельфе с карбонатно-глинисто-кремнистым типом осадконакопления. Несмотря на преимущественно глубоководные условия формирования осадков, на основе полученных био- и литофациальных данных реконструированы относительные изменения уровня моря, которые сопоставлены с региональными и глобальными колебаниями. Изотопно-геохимический анализ показал неравномерное распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ (от $-3,1$ до $+3,5\%$) и $\delta^{18}\text{O}$ (от $+19,6$ до $+28,1\%$) по разрезу, с многочисленными положительными и отрицательными экскурсами, что свидетельствует о неоднократной смене условий седиментации. Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ с резкими амплитудами отклонений связаны с проявлениями событий, обусловленных повышенной биопродуктивностью при трансгрессиях. В результате проведенных исследований в разрезе западного склона Приполярного Урала выявлены следы шести франских глобальных геологических событий: Genundewa, Timan, Middlesex, Semichatovae, Lower Kellwasser и Upper Kellwasser. Установленные биотические изменения, сопровождавшиеся увеличением таксономического разнообразия конодонтов или сокращением вплоть до полного исчезновения, седиментологические признаки и аномалии $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ – следствие крупных трансгрессий, с которыми связано проявление этих глобальных геологических событий.

Ключевые слова: условия осадконакопления, изотопный состав углерода и кислорода, конодонтовые биофации, глобальные события, франский ярус, Приполярный Урал.

Введение

Приполярный Урал в пределах Елецкой структурно-формационной зоны является уникальным районом исследований. На его западном склоне, в бассейне р. Кожым сосредоточены эталонные разрезы практически всего палеозоя. Верхнедевонские отложения вскрываются отдельными выходами и представлены преимущественно депрессионными доманикоидными фациями. Отложения такого типа являются продуктивными на поиски

нефти и газа, что доказано на целом ряде площадей и месторождений Тимано-Печорской провинции [Природные резервуары..., 2011]. В депрессионных доманикоидных фациях отмечается значительное содержание органических остатков преимущественно зоо- и фитопланктонного составов, служащих основным источником углеводородов [Дмитриева, Еременко, Сокиран, 2014].

На западном склоне Приполярного Урала, в бассейне р. Кожым геологические работы начались с 40-х гг. XX века. Многолетние исследования литологии, тектоники, палеонтологии и стратиграфии верхнедевонских отложений отражены в работах К.Г. Войновского-Кригера, В.В. Меннера, М.Е. Раабен, Б.Н. Андросова, И.М. Шкарина, А.И. Першиной, В.С. Цыганко, А.К. Афанасьева, Ю.В. Деулина, Н.Г. Новаковой, С.Ц. Яцкова, А.Н. Орлова, Л.С. Колесник, А.Б. Юдиной, А.В. Журавлева и др. Их исследования внесли существенный вклад в понимание сложного геологического строения региона и являются основополагающими до сих пор.

Проведенные авторами статьи в 2012-2014 гг. исследования направлены на изучение разреза франского яруса на р. Кожым [Матвеева, 2013, 2014; Соболева, 2015, 2016а, 2016б]. Интерес вызван тем, что с точки зрения детальной биостратиграфии, изотопной геохимии, био- и литофациальных особенностей он ранее практически не исследован. Существуют определенные преимущества этого разреза, а именно, непрерывная стратиграфическая последовательность, наличие разнообразных органических остатков и равномерная охарактеризованность конодонтами, широко используемых для биостратиграфических построений. Кроме того, разрез франского яруса на р. Кожым расположен вблизи ж/д станции Кожым и дороги к поселку Желанный, что делает его доступным для посещения и изучения.

Материал и методы исследований

В процессе полевых работ 2012-2014 гг. выполнено послойное описание разреза франского яруса на р. Кожым. Детально отобраны макрофаунистические остатки, пробы на шлифы (литологический анализ), микрофауну (биостратиграфический и биофациальный анализы), а также для проведения изотопно-геохимического анализа. Всего из 30 м разреза взято около 190 проб, преимущественно карбонатных и карбонатно-глинистых пород, весом до 0,5-0,8 кг. Выделение конодонтов осуществлялось по стандартной методике растворения породы в 10%-й уксусной кислоте. Конодонтовые элементы обнаружены в 162 пробах. Коллекция насчитывает более 6580 платформенных элементов и хранится в музее Института геологии им. А.А. Чернова под N 492. Детальность отбора каменного материала являлась важным критерием для проведения биостратиграфического и биофациального анализа. Установленный таксономический состав конодонтов и анализ их стратиграфического распространения позволил провести зональное расчленение разреза и проследить

«стандартные» конодонтовые зоны и подзоны. Для биофациального анализа считалось общее количество экземпляров конодонтов и их процентное содержание в пробе. Образцы с низким содержанием конодонтов (до 5 экземпляров) и платформенные экземпляры плохой сохранности не учитывались. Впоследствии выделены интервалы с распространением преобладающих таксонов, на основании которых установлены конодонтовые биофации. Изменения количественного содержания глубоководных форм в конодонтовых биофациях позволили реконструировать относительные колебания уровня моря. Вещественный и структурно-текстурный анализы установленных литотипов пород в разрезе позволили реконструировать обстановки осадконакопления, на основании изменения которых построена кривая относительного колебания уровня моря. Для изотопно-геохимических исследований использована преимущественно микритовая часть карбонатов. Карбонатные породы изучались с целью построения вариационных кривых изотопного состава углерода и кислорода и сопоставления полученных данных с результатами исследований карбонатных пород других разрезов мира: Центральной и Южной Европы ([Buggisch, Joachimski, 2006; Devleeschouwer, Herbosch, Preat, 2002; Joachimski, Buggisch, 2002; Joachimski et al., 2002; Racki et al., 2002] и др.), Восточной Европы [Yudina et al., 2002; Сокиран, 2009], Китая [Ma et al., 2008], США [Morrow et al., 2009], Канады [Holmden et al., 2006] и др. Анализы по изотопии углерода и кислорода производились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы Thermo Fisher Scientific (Бремен, Германия). Значения изотопного состава карбонатного углерода даны в промилле относительно стандарта PDB, кислорода – стандарта SMOW. В результате проведенные комплексные исследования позволили выявить стратиграфические интервалы, сопоставимые с глобальными геологическими событиями франского века.

Описание разреза

Изученный разрез франского яруса расположен на правом берегу р. Кожым, в 2 км ниже устья р. Сывью, и вскрыт тремя обн. 108, 107, 106 (рис. 1). Он сложен преимущественно карбонатно-глинистыми, реже кремнистыми породами с многочисленными органическими остатками: конодонтов, остракод, радиолярий, спикул губок, трилобитов, брахиопод, двустворок, тентакулитов, ортоцератид, аммоноидей, конодонтов и др.

Литостратиграфия вскрытых отложений представлена верхней частью кедзыдшорской и воротской свит в объеме франского яруса и нижнефаменского подъяруса. Впервые эти свиты выделены В.С. Цыганко, А.И. Першиной и А.Б. Юдиной в разрезе р. Шарью на Гряде Чернышева [Цыганко, Першина, Юдина, 1985]. Контакт свит фиксируется резким переходом от глинистых пород с линзами известняков к пачке известняков [Цыганко, 2011].

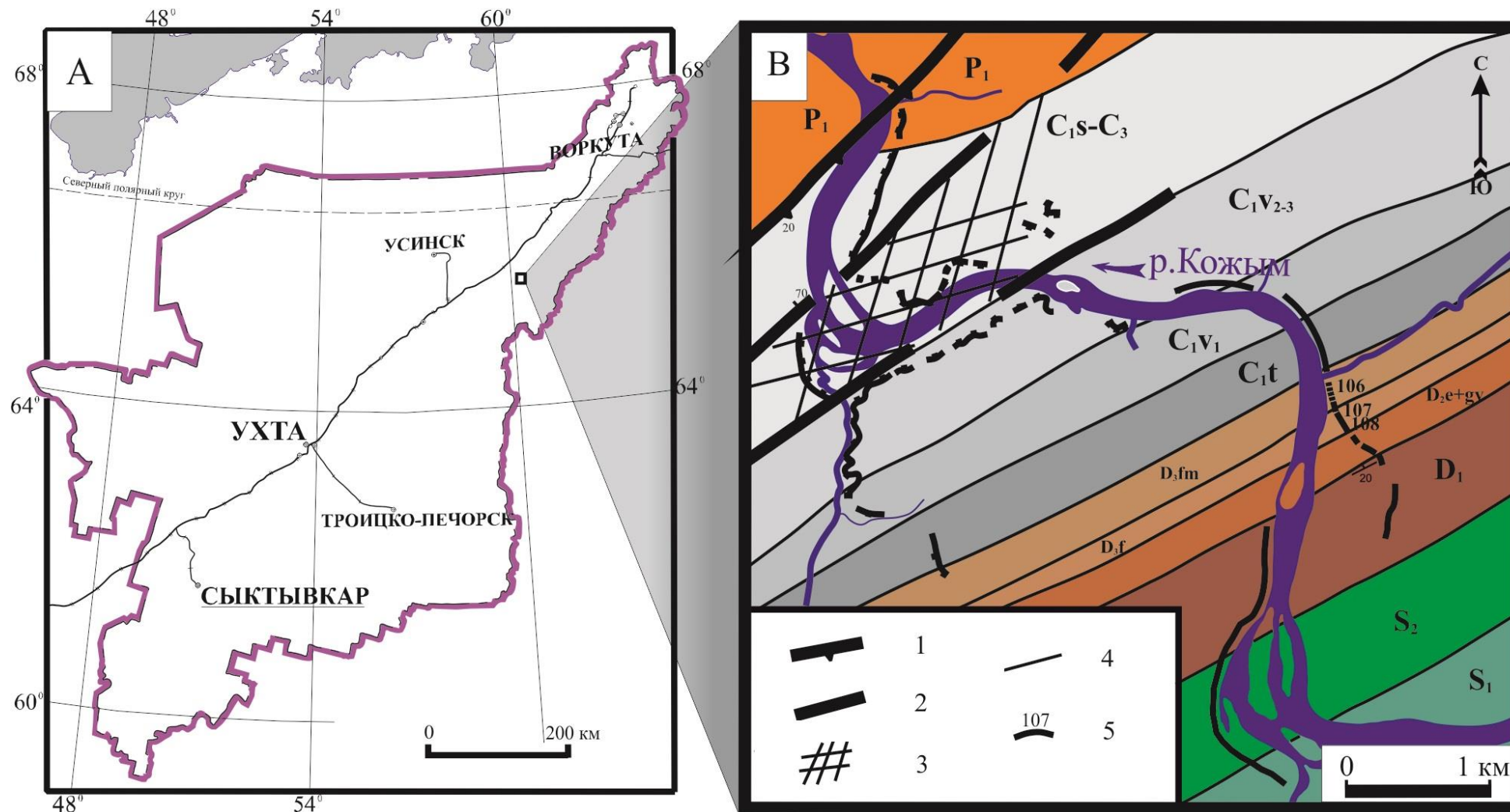


Рис. 1. Расположение разреза франского яруса р. Кожым на обзорной карте Республики Коми (А) и на геологической схеме (В) (материалы геологической съемки масштаба 1:50 000 под рук. А.К. Афанасьева, с изменениями по результатам исследований авторов)
 1 – главный Западноуральский надвиг, 2 – взброснадвиги, 3 - зона брекчирования и перекристаллизации, 4 - стратиграфические границы, 5 - разрезы и номера изученных обнажений.

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

1. Переслаивание известняков серых тентакулитовых (пак-грейнстоун) и зеленовато-серых аргиллитов. Известняки тонкоплитчатые, бугристо-наслоенные с тонкостенными остракодами и редкими раковинами аммоноидей. Включения пирита и черного органического вещества (ОВ) рассеяны по породе. Обр. 108/106. Неполная мощность 0,27 м.

2. Переслаивание известняков и аргиллитов от темно-серых до зеленоватых. Выделяются следующие литотипы известняков: пелитоморфные (вакстоун), микрозернистые с тонким детритом (вакстоун) и раковинами тентакулитов и остракод (вакстоун). Содержат черное ОВ, глинистую примесь, стяжения и глобулы пирита. В пелитоморфном известняке встречаются крупные ооидные образования до 3-6 мм (табл. I, фиг. Б). Микрозернистые известняки включают прослой с тентакулитами (табл. I, фиг. Ж). В кровле пачки наблюдается линзовидный прослой известняка мощностью до 0,03 м. Обр. 108/105-103. Мощность 1,1 м.

3. Известняки темно-серые тонкоплитчатые бугристо-наслоенные биокластовые (вакстоун) и тентакулитовые (пакстоун). Основание пачки сложено биокластовым известняком, в составе которого распознаются тентакулиты, единичные остракоды и редкий толстостенный раковинный детрит. Кровля пачки сложена тентакулитовым известняком. Прослой с субпаралельным распределением тентакулитов содержит черное ОВ (табл. II, фиг. В). Встречаются целые раковины тонкостенных остракод, брахиопод и единичные крупные цефалоподы. Обр. 108/102-101, Ц163-189. Мощность 0,62 м.

4. Переслаивание черных аргиллитов и темно-серых до черных известняков. Аргиллиты часто углеродисто-кремнистые, реже известковистые. Известняки в основном биокластовые (вакстоун) и реже тентакулитовые (пакстоун). Последние распространены в основании и кровле пачки. Тентакулиты имеют субпараллельное распределение и вложены друг в друга, что, вероятно, вызвано продолжительным воздействием придонных течений. В биокластовых известняках в разных количествах содержатся тентакулиты, аммоноидеи, остракоды и реже брахиоподы, а также неопределимый раковинный детрит. За счет распределения черного ОВ известняки приобретают сетчатую или слоистую текстуры.

Отмечаются маломощные кремнистые и кремнисто-карбонатные прослой с редкими тентакулитами в средней части пачки. Обр. 108/100-90, Ц191-195. Мощность 2,22 м.

5. Аргиллиты черные, углеродисто-кремнисто-известковистые и углеродисто-кремнистые. Мощность 0,18 м.

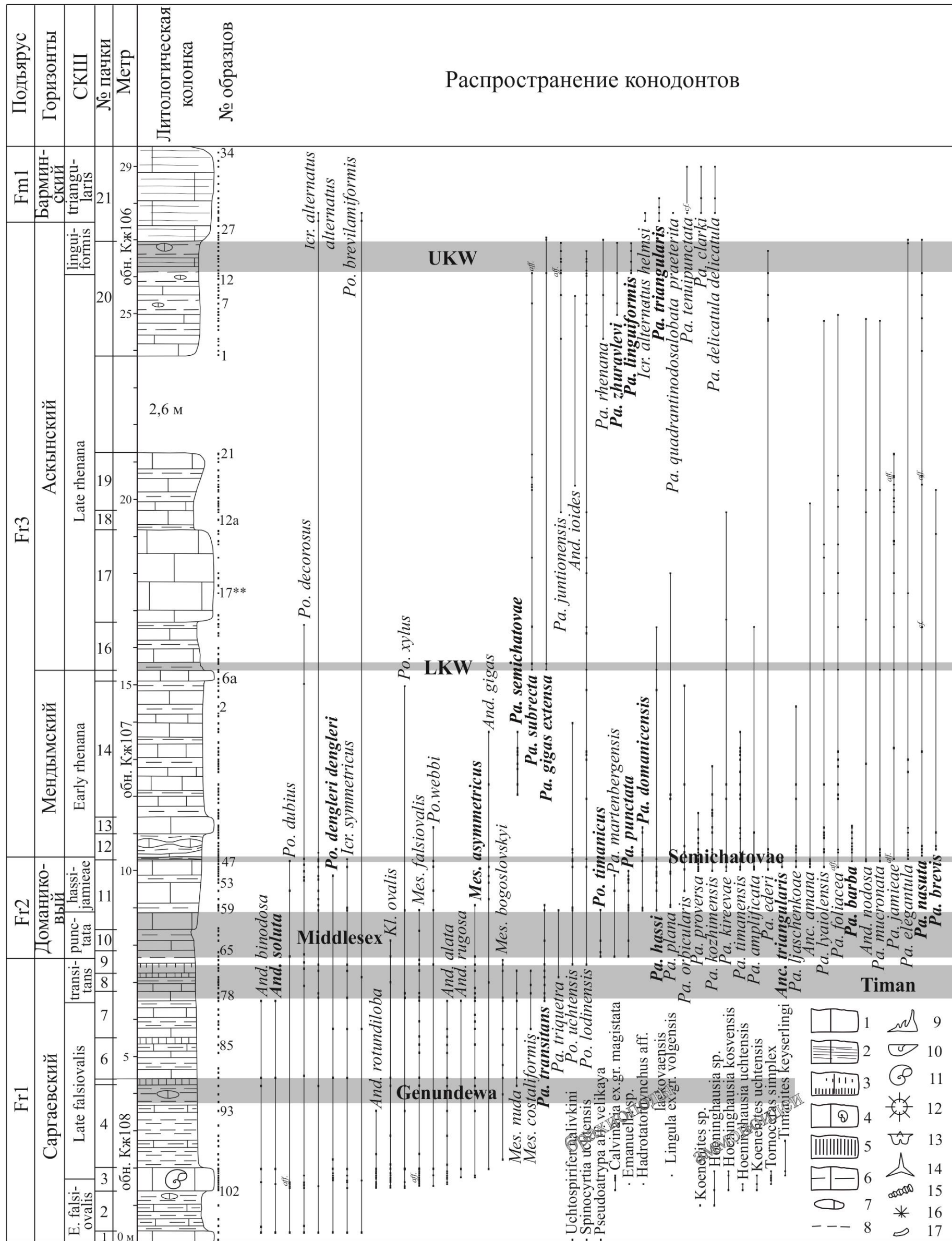


Рис. 2. Сводная литолого-стратиграфическая колонка и распространение конодонтов в разрезе франского яруса на р. Кожым
Сокращения: Anc. – Ancyrognathus, And. – Ancyrodella, Kl. – Klapperina, Icr. – Icriodus, Mes. – Mesotaxis, Pa. – Palmatolepis, Po. – Polygnathus.
1 – известняк, 2 – микрослоистый известняк, 3 – вторичное окремнение, 4 – органогенный известняк, 5 – кремнь, силицит, 6 – глинистый известняк, 7 – линзы известняков, 8 – аргиллит, 9 – конодонты, 10 – остракоды, 11 – аммоноидеи, 12 – радиоларии, 13 – брахиоподы, 14 – спикюлы губок, 15 – тентакулиты, 16 – водоросли, 17 – раковинный детрит. Распространение брахиопод и аммоноидей приведено по [Цыганко, 2011].

6. Переслаивание аргиллитов черных и известняков темно-серых до черных. Аргиллиты углеродисто-кремнистые, реже известковистые. Установлены следующие литотипы известняков: биокластовые (вакстоун), тентакулитовые (пакстоун) и микро-мелкозернистые с прослоями тонкого детрита (вакстоун) (табл. I, фиг. М), обогащенные черным ОВ, что обуславливает сетчатую (табл. I, фиг. Л) или слоистую текстуры. Черные известняки кремнисто-глинисто-углеродистые тонкослоистые с перекристаллизованным детритом и кристаллами доломита (табл. II, фиг. И). В известняках содержатся тентакулиты и остракоды, а также неопределимый раковинный детрит. Отмечаются маломощные прослой кремней в средней и прикровельной частях пачки. Обр. 107/89-85, Ц195а. Мощность 1,07 м.

7. Переслаивание известняков темно-серых до черных, местами кремнистых и аргиллитов черных. Выделяются следующие литотипы известняков: микрозернистые (мадстоун), тентакулитовые (пакстоун), комковато-биокластовые (пакстоун) (табл. II, фиг. Д) и кремнисто-глинисто-углеродистые. Среди органических остатков распознаются тентакулиты, остракоды, аммоноидеи, наутилоидеи, брахиоподы, радиолярии и конодонты. Раковинный детрит пропитан черным ОВ. В кровле пачки тентакулиты ориентированы и часто вложены друг в друга. Прослой микрослоистых известняков черного цвета, обогащенные ОВ, содержат незначительное количество (около 5%) раковин радиолярий и остракод из отряда *Entomozocopida*. Обр. 107/84-76. Мощность 1,28 м.

8. Переслаивание аргиллитов черных, кремней черных и известняков темно-серых окремненных. Известняки комковатые (пакстоун) с детритом (табл. II, фиг. Е), пропитанным черным ОВ и тентакулитовые (пакстоун) окремненные. В средней части пачки встречаются раковины тентакулитов, вложенные друг в друга (табл. II, фиг. А). Прослой микрослоистых известняков черного цвета, обогащенные ОВ, содержат незначительное количество раковинного детрита и тентакулитов. Обр. 107/75-71. Мощность пачки 0,49 м.

9. Переслаивание известняков темно-серых тентакулитовых (пакстоун), кремней черных и аргиллитов. Известняки тонко- и толстоплитчатые до линзовиднослоистых. В средней части пачки известняки глинистые, местами окремненные и содержат мобилизованное в процессе перекристаллизации ОВ. Тентакулиты в некоторых прослоях деформированные, вложены друг в друга и ориентированы по одной оси (табл. II, фиг. Б). В основании пачки в сером тентакулитовом известняке встречаются многочисленные брахиоподы. Кремни черные, обогащенные ОВ и содержат незначительные прослой тентакулитов и остракод (~5%), образуя микрослоистость. Обр. 107/70-65а. Мощность 0,6 м.

10. Переслаивание известняков черных бугристо-наслоенных, ожелезненных и черных аргиллитов. В средней части пачки субсогласно проходит кальцитовая жила шириной до 0,03 м. Среди известняков установлены тентакулитовые (пакстоун), комковатые (пакстоун) и

микро-тонкозернистые (мадстоун) разновидности. В порах, тентакулитах и во вмещающей массе сконцентрировано ОБ и сульфидная вкрапленность. Комковатые известняки содержат редкие перекристаллизованные радиолярии, тентакулиты, остракоды и раковины тонкостенных брахиопод. Обр. 107/65-61. Мощность 0,56 м.

11. Переслаивание известняков темно-серых до черных, толсто- и тонкослоистых и редких аргиллитов. Среди известняков выделены литотипы: биокластовые (вакстоун), тентакулитовые (пакстоун), литокластовые (пакстоун), микрозернистые (вакстоун и мадстоун) и микро-тонкозернистые (мадстоун). Они содержат многочисленные раковины брахиопод, аммоноидей и пелеципод, редкие тонкостенные раковины остракод, фрагменты трилобитов и конодонты. Литокластовые известняки сложены плохо окатанными обломками тентакулитовых известняков с редким раковинным детритом (табл. II, фиг. Ж, З). В кровле пачки залегают микрозернистые, неравномерно окремненные известняки с перекристаллизованной сгустково-узурчатой структурой. Они сильно трещиноваты, что создает видимость псевдобрекчиевой структуры. Среди аргиллитов встречаются темно-серые линзочки глинистых известняков. Обр. 107/60-45, 24*-23*. Мощность 1,89 м.

12. Переслаивание известняков темно-серых до черных и аргиллитов черных. Известняки представлены комковато-биокластовыми (пакстоун), биокластовыми (вакстоун) (табл. II, фиг. Г), микрозернистыми (мадстоун) и тентакулитовыми (пакстоун) разновидностями. Они содержат раковины двустворок, тентакулитов, ортоцератид, аммоноидей, брахиопод, фрагменты панцирей трилобитов, раковины остракод и конодонты. В средней части пачки в микрозернистом известняке наблюдается микрослоистость (табл. I, фиг. И) и стиллолитовые швы, а также встречена норка роющего организма, заполненная раковинами тентакулитов (табл. I, фиг. З). Обр. 107/44-35, 22*-17*. Мощность 0,72 м.

13. Известняки темно-серые, тонкоплитчатые с редкими радиоляриями, тентакулитами, конодонтами, остракодами и спикулами губок. В приподошвенной части наблюдается более крупный раковинный детрит. Среди известняков выделены литотипы: биокластовые (вакстоун), комковато-биокластовые (пакстоун), микрозернистые (вакстоун) и микро-тонкозернистые (мадстоун). Для микро-тонкозернистых известняков характерна волнисто-прерывистая слоистость (табл. I, фиг. К). Обр. 107/34-30. Мощность 0,43 м.

14. Переслаивание известняков серых до темно-серых, бугристо-наслоенных и черных аргиллитов. Известняки в основном микрозернистые (мадстоун), неравномерно измененные, где перекристаллизованные участки образуют будины с реликтовой сгустково-узурчатой структурой. Породы содержат большое количество вкраплений окисленного железа (?). Из фауны в них встречены брахиоподы, трилобиты, тентакулиты, остракоды, конодонты и раковинный детрит. Обр. 107/29-5, 16*-5*, 34**,-31**. Мощность 3,62 м.

15. Известняки темно-серые, микрозернистые (мадстоун). Они неравномерно перекристаллизованы и будинированы с реликтовой сгустково-узурчатой структурой. Встречаются редкие раковины остракод и тентакулитов. Обр. 107/6-6а. Мощность 0,32 м.

16. Переслаивание известняков серых и аргиллитов черных. Известняки микрозернистые (мадстоун) с незначительным содержанием раковин остракод и тентакулитов. Они неравномерно перекристаллизованы и будинированы с реликтовой сгустково-узурчатой структурой и вторичной комковатой текстурой. Верхние прослои аргиллитов известковистые с линзочками глинистых брахиоподовых известняков. Обр. 107/6b-10, 27**.-20**. Мощность 1,32 м.

17. Известняки серые до темно-серых, микрозернистые (мадстоун). Породы неравномерно перекристаллизованы с образованием сгустково-узурчатой структуры (в реликтах), а также псевдобрекчивой текстуры (табл. I, фиг. E). Отмечаются редкие остатки остракод и, возможно, радиолярий. В средней и верхней частях пачки расположены тонкие прослои зеленовато-серых аргиллитов (с гидроксидом железа на поверхности). Обр. 107/10а-12, 19**.-12**. Мощность 2,45 м.

18. Переслаивание известняков темно-серых и аргиллитов зелено-серых до черных. Известняки микрозернистые (мадстоун) со сгустково-узурчатой структурой, неравномерно перекристаллизованы. Содержание цельнораковинных организмов не превышает 1% (остракоды и возможно тентакулиты). Обр. 107/12а, 10**. Мощность 0,52 м.

19. Переслаивание известняков темно-серых до черных и аргиллитов черных. Среди известняков выделены следующие литотипы: микрозернистые со сгустково-узурчатой структурой (мадстоун) и раковинным детритом (вакстоун), комковатые (пакстоун), а также пелитоморфные (мадстоун). Содержат цельносkeletalные остатки раковин остракод, тентакулитов и радиолярий. Породы сильно трещиноватые и неравномерно перекристаллизованы. В средней части пачки наблюдается тонкий прослой белой глины. Обр. 107/13-21, 9**.-2**. Неполная мощность 1,52 м.

Задернованный интервал неполной мощностью 2,60 м.

20. Переслаивание известняков серых до темно-серых и аргиллитов серых до черных. Известняки в основном микрозернистые (мадстоун, вакстоун (табл. I, фиг. B)) и неравномерно перекристаллизованы со сгустково-узурчатой структурой (табл. I, фиг. D). Перекристаллизация и стиллолитизация придает породам псевдобрекчивую текстуру. Встречаются пелитоморфные известняки с рассеянными биокластами (мадстоун (табл. I, фиг. A), вакстоун). Для известняков верхней части пачки характерны сульфидные вкрапления линзовидной формы, а в кровле пачки среди аргиллитов встречен линзовидный прослой черных микрозернистых известняков с незначительным содержанием цельнораковинных

остракод, тентакулитов и радиолярий. Аргиллиты известковистые, иногда содержат редкие зерна кварца алевритовой размерности, рассеянное ОБ, целые раковины бентосных и планктонных остракод и радиолярий. Обр. 106/1-22; 4***-1***. Неполная мощность 2,89 м.

21. Известняки темно-серые микро-тонкозернистые (мадстоун), микрозернистые (мадстоун) и кремнисто-глинисто-углеродистые. Отмечается незначительное содержание цельноскелетных остатков радиолярий, тонкостенных остракод и брахиопод. Практически все известняки перекристаллизованы. Среди микрозернистых известняков выделяется разновидность со сгустково-узорчатой структурой (табл. I, фиг. Г). Для литотипа тонкозернистых известняков характерна микрослоистость, обусловленная послойным перераспределением глинисто-углеродистого вещества. В кровле пачки появляются серые микрослоистые известняки с окремнением. Неполная мощность 2,76 м.

Таким образом, общая мощность изученного разреза на р. Кожым составляет порядка 30 м, из которых 27,5 м - франские отложения. Согласно классификации R.J. Dunham, в разрезе установлены следующие литотипы: пелитоморфные мадстоун и вакстоун, микрозернистые мадстоун и вакстоун, микро-тонкозернистый мадстоун, микро-мелкозернистый вакстоун, тентакулитовый пакстоун, биокластовый вакстоун, комковато-биокластовый пакстоун, комковатый пакстоун, литокластовый пакстоун и кремнисто-глинисто-углеродистые [Dunham, 1962]. Формирование изученных отложений проходило в относительно-глубоководном бассейне в пределах шельфа с карбонатно-глинистым, а иногда карбонатно-глинисто-кремнистым типом осадконакопления.

Биостратиграфия разреза франского яруса по конодонтам

Согласно региональной стратиграфической схеме западного склона Урала франский ярус делится на три подъяруса: нижний, средний и верхний [Стратиграфические схемы Урала..., 1993; Постановления Межведомственного стратиграфического..., 2008]. Нижний подъярус соответствует саргаевскому, средний – доманиковому, верхний – мендымскому и аскынскому горизонтам, которые отвечают интервалу стандартных конодонтовых зон от верхней части подзоны *Early falsiovalis* до зоны *linguiformis* включительно [Ziegler, 1962; Ziegler, Sandberg, 1990].

Анализ смены конодонтовых комплексов в разрезе р. Кожым позволил выделить в полном объеме «стандартные» конодонтовые зоны франского яруса, за исключением его самой нижней части. Нижние границы установленных подразделений, как правило, определялись по появлению в разрезе индекс-видов или руководящим таксонам. Распространение конодонтов и биостратиграфическое расчленение разреза приведено на рис. 2 (изображения конодонтов см. на табл. III–V).

Нижнефранский подъярус рассматривается в объеме: верхняя часть подзоны Early falsiovalis – зона transitans. Подзона Early falsiovalis (слои с обр. 106–Ц178) охарактеризована конодонтами *Polygnathus linguiformis weddigei* Wittekindt, *Po. decorosus* Stauffer, *Po. dubius* Hinde, *Po. foliatus* Bryant, *Po. dengleri dengleri* Bischoff et Ziegler, *Ancyrodella soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *And. binodosa* Uyeno, *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Icr. alternatus alternatus* Branson et Mehl и др. Виды *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant), *And. alata* Glenister et Klapper, *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk появляются в верхней части подзоны. На принадлежность этой подзоне указывают виды *Ancyrodella soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynk и *And. alata* Glenister et Klapper. Эти виды не так давно предложены в качестве региональных маркеров верхней части подзоны Early falsiovalis [Соболева, 2016б].

Нижняя граница подзоны Late falsiovalis определена по индекс-виду *Mesotaxis asymmetricus* Bischoff et Ziegler. Конодонты этой подзоны представлены видами *And. devonica* Garcia-Lopez, *And. rugosa* Branson et Mehl, *And. gigas* Youngquist, *Mes. bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin, *Mes. falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Mes. nuda* Bardashev et Bardasheva, *Mes. costaliformis* Ji, *Klapperina ovalis* Ziegler et Klapper, *Icriodus interjectus* Kuzmin et Ovnatanova и др. Виды *Mesotaxis costaliformis* Ji и *Mesotaxis bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin являются характерными для подзоны Late falsiovalis (слои с обр. Ц179–79).

Нижняя граница зоны transitans диагностируется по индекс-виду *Palmatolepis transitans* Muller. Определяют эту зону (слои с обр. 78–66) и сопутствующие виды *Pa. keyserlingi* Kuzmin и *Pa. triquetra* Kuzmin. Виды *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Mesotaxis asymmetricus* Bischoff et Ziegler, *Mesotaxis costaliformis* Ji и *Mesotaxis bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin широко представлены наряду с зональными.

Среднефранский подъярус рассматривается в объеме конодонтовых зон punctata – jamieae. Зона punctata (слои с обр. 65–60) представлена конодонтами *Palmatolepis transitans* Muller, *Pa. punctata* (Hinde), *Pa. martenbergensis* Muller, *Pa. bochemica* Klapper et Foster, *Mesotaxis asymmetricus* Bischoff et Ziegler, *Polygnathus timanicus* Ovnatanova. Нижняя граница зоны punctata определяется редкими находками индекс-вида *Palmatolepis punctata* (Hinde) и характерными видами *Palmatolepis martenbergensis* Muller и *Polygnathus timanicus* Ovnatanova. Последний вид широко распространен во многих изученных авторами разрезах, появляется с основания зоны и легко диагностируется, благодаря своей характерной морфологии. Поэтому необходимо использование вида *Polygnathus timanicus* Ovnatanova региональным маркером зоны punctata [Соболева, 2016б].

Нижняя граница зоны hassi диагностируется по индекс-виду *Pa. hassi* Muller et Muller и характерным *Pa. domanicensis* Ovnatanova. Несколько выше границы появляется вид *Ancyrognathus triangularis* Youngquist, возможно, определяющий границу между подзонами

Early и Late hassi. Однако, конодонты *Pa. amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova и *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg говорят о более высоком уровне. Индекс-вид вышележащей зоны jamieae не найден. Более дробное расчленение этих зон затруднено из-за незначительной мощности отложений и вероятного стратиграфического перерыва. Поэтому интервал (слои с обр. 59–46), охватывающий зоны hassi – jamieae, рассматривается авторами как единое стратиграфическое подразделение. Конодонты зоны hassi – jamieae представлены видами *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa. domanicensis* Ovnatanova, *Pa. plana* Ziegler et Sandberg, *Pa. orbicularis* Ovnatanova et Kuzmin, *Pa. eureka* Ziegler et Sandberg, *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. proversa* Ziegler, *Pa. kozhimensis* Savage et Yudina, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. ljaschenkoae* Ovnatanova, *Pa. lyaiolensis* Khruscheva et Kuzmin, *Pa. foliacea* Youngquist, *Ancyrognathus coeni* Klapper, *Anc. triangularis* Youngquist, *Anc. amana* Muller et Muller и др.

Вернефранский подъярус рассматривается в объеме конодонтовых зон rhenana – linguiformis. Нижняя граница подзоны Early rhenana установлена по единичному индекс-виду *Pa. nasuta* Muller и *Pa. brevis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova. Кроме них, подзона Early rhenana (слои с обр. 42–6а) охарактеризована конодонтами *Pa. plana* Ziegler et Sandberg, *Pa. proversa* Ziegler, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. eureka* Ziegler et Sandberg, *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. barba* Ziegler et Sandberg, *Pa. lyaiolensis* Khruscheva et Kuzmin, *Pa. domanicensis* Ovnatanova, *Pa. mucronata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. orlovi* Khruscheva et Kuzmin, *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. kozhimensis* Savage et Yudina, *Pa. aff. gigas extensa* Ziegler et Sandberg, *Pa. ljaschenkoae* Ovnatanova, *Pa. amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. bogartensis* Stauffer, *Pa. mulleri* Klapper et Foster, *Pa. aff. beckeri* Klapper, *Pa. semichatovae* Ovnatanova, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler, *Pa. jamieae* Ziegler et Sandberg, *Polygnathus lodinensis* Polsler, *And. nodosa* Ulrich et Bassler и др.

Нижняя граница подзоны Late rhenana определена по характерным видам *Pa. subrecta* Muller et Youngquist и *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg. Для верхней части подзоны отличительным является вид *Ancyrodella ioides* Ziegler. Характеризуют подзону (слои с обр. 27**–13) многие транзитные таксоны и новые *Pa. rhenana* Bischoff, *Pa. juntionensis* Han, *Pa. zhuravlevi* Soboleva.

Нижняя граница зоны linguiformis диагностируется по индекс-виду *Palmatolepis linguiformis* Miller. Зона linguiformis (слои с обр. 14–27) охарактеризована транзитными конодонтами *Po. lodinensis* Polsler, *Po. uchtensis* Ovnatanova et Kuzmin, *Pa. ederi* Ziegler et Sandberg, *Pa. elegantula* Wang et Ziegler, *Pa. nasuta* Muller, *Pa. subrecta* Muller et Youngquist, *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg, *Pa. nicolli* Klapper, *Pa. juntionensis* Han, *Pa. zhuravlevi*

Soboleva.

Верхняя граница зоны *linguiformis* и, соответственно, граница с барминским горизонтом нижнего фамена установлена по индекс-виду *Pa. triangularis* Sannemann (в слое с обр. 28a). Этот вид является диагностическим для зоны *triangularis*. С расцветом видов *Palmatolepis triangularis* Sannemann, *Pa. quadratinodosalobata praeterita* Schulke, *Pa. delicatula delicatula* Branson et Mehl, *Pa. clarki* Ziegler, *Pa. tenuipunctata* Sannemann и др. начинается новый этап в развитии платформенных конодонтов. Наряду с этими видами широко представлены *Icr. alternatus alternatus* Branson et Mehl и *Icr. alternatus helmsi* Sandberg and Dreesen.

Таким образом, в разрезе р. Кожым по конодонтам выделены практически все стандартные конодонтовые зоны франского яруса и определена граница с вышележащими отложениями.

Биофациальный анализ разреза франского яруса по конодонтам

Во франское время на Приполярном Урале существовали преимущественно стабильные условия, благоприятные для морских организмов. Однако, даже незначительные фациальные изменения приводили к возникновению своеобразных конодонтовых сообществ. Конодонты – наиболее характерная и часто встречаемая фауна как в относительно мелководных, так и глубоководных отложениях шельфа, континентального склона и батиаля. Фациальная приуроченность этих организмов к определенным обстановкам осадконакопления позволяет использовать их в качестве индикаторов относительных палеоглубин.

Ассоциации конодонтов с преобладанием определенных родов или видов принято рассматривать как конодонтовые биофации. Так, например, для франы отмечаются следующие закономерности: в мелководных разрезах преобладают представители родов *Icriodus*, *Polygnathus*, *Pelekysgnathus*, в глубоководных – *Ancyrodella*, *Mesotaxis*, *Palmatolepis* [Seddon, Sweet, 1971; Druce, 1973; Ziegler, Sandberg, 1984; Барсков, 1985; Петросьянц, Овнатанова, Мусина, 1990; Кирилишина, Кононова, 2004; Кирилишина, Кононова, Карпова, 2012; Соболева, 2016а; Соболева, 2017]. Распространение различных таксонов контролируется тафономией, гидродинамической активностью, характером донных осадков и другими факторами (соленость, температура, освещенность и др.). Например, конодонты биофации *Palmatolepis* приспособлены к относительно удаленным от берега пелагическим условиям и не зависят от придонных условий, в отличие от биофации *Polygnathus*, для которых характерны бентосные и нектобентосные условия обитания, а также сильная зависимость от характера донного осадка.

Для разреза франского яруса на р. Кожым получена представительная биостратиграфическая характеристика по конодонтам. Таксономическое разнообразие

оценивалось на родовом и видовом уровнях. Установлено присутствие семи наиболее важных родов *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Klapperina*, *Mesotaxis*, *Icriodus*, *Palmatolepis*, *Polygnathus* и относящимся к ним более 120 видов. Конодонтовые биофации выделены на основе преобладающих таксонов, а именно *Polygnathus*, *Ancyrodella*, *Mesotaxis* и *Palmatolepis*. В основном, использовались ассоциации конодонтов с преобладанием таксонов *Ancyrodella*, *Mesotaxis* и *Palmatolepis*, которые свидетельствуют о достаточно большой глубине морского бассейна. В отдельные промежутки франского времени наблюдаются значительное уменьшение глубоководных конодонтов и существенный рост таксонов *Polygnathus*, которые свидетельствуют о понижении уровня моря. Анализ их распространения позволил выделить 5 конодонтовых биофаций. Подробно биофациальная дифференциация разреза рассмотрена ранее [Соболева, 2016а] и показана на рис. 3.

Биофация 1 – *Polygnathus-Ancyrodella*. Содержание таксонов рода *Polygnathus* составляет 50%, *Ancyrodella* – 30%, остальные – 20% (от общего числа присутствующих форм здесь и далее). Доминирующие таксоны *Po. decorosus* Stauffer и *And. rotundiloba* (Bryant).

Биофация 2 – *Mesotaxis-Ancyrodella*. Содержание таксонов рода *Mesotaxis* составляет 50%, *Ancyrodella* – 30%, остальные – 20%. Доминирующие таксоны *Mes. asymmetricus* Bischoff et Ziegler и *Mes. falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk и *And. alata* Glenister et Klapper.

Биофация 3 – *Polygnathus-Mesotaxis-Palmatolepis*. Содержание таксонов рода *Polygnathus* составляет 30%, *Mesotaxis* – 25%, *Palmatolepis* – 25%, остальные – 20%. Доминирующие таксоны *Po. timanicus* Ovnatanova, *Mes. asymmetricus* Bischoff et Ziegler и виду *Pa. transitans* Muller.

Биофация 4 – *Palmatolepis-Polygnathus*. Содержание таксонов рода *Palmatolepis* составляет 70-60%, *Polygnathus* – 25-30%, остальные – 5-10% соответственно на разных уровнях. Доминирующие таксоны *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. barba* Ziegler et Sandberg, *Pa. lyaiolensis* Khruscheva et Kuzmin, *Po. lodinensis* Polsler.

Биофация 5 – *Palmatolepis*. Содержание таксонов рода *Palmatolepis* составляет около 80%, остальные – 20%. Доминирующие таксоны *Pa. kireevae* Ovnatanova, *Pa. proversa* Ziegler, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa. ljaschenkoae* Ovnatanova.

Проведенные биофациальные исследования отложений западного склона Приполярного Урала позволили предположить, что особенности (количественные, таксономические) распространения различных таксонов вызваны изменением уровня моря [Соболева, 2016б, 2017]. Намечена возможная трансгрессивно-регрессивная цикличность палеобассейна франского времени по выделенным конодонтовым биофациям (рис. 4).

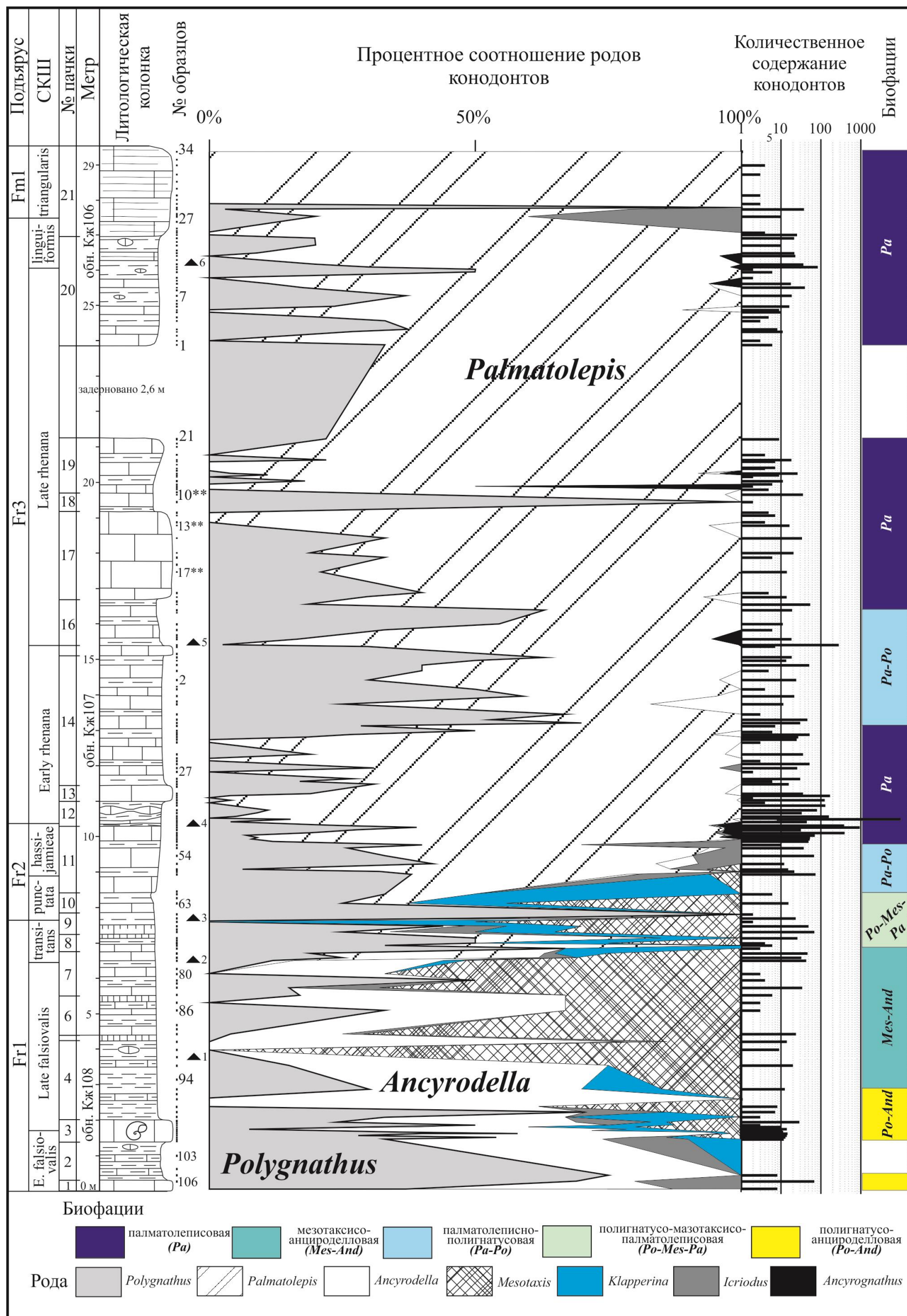


Рис. 3. Распределение конодонтовых биофаций в разрезе франского яруса на р. Кожым

Треугольником обозначены трансгрессивные события: 1 – *Genudewa*, 2 – *Timan*, 3 – *Middlesex*, 4 – *Semichatovae*, 5 – *Lower Kellwasser*, 6 – *Upper Kellwasser*.

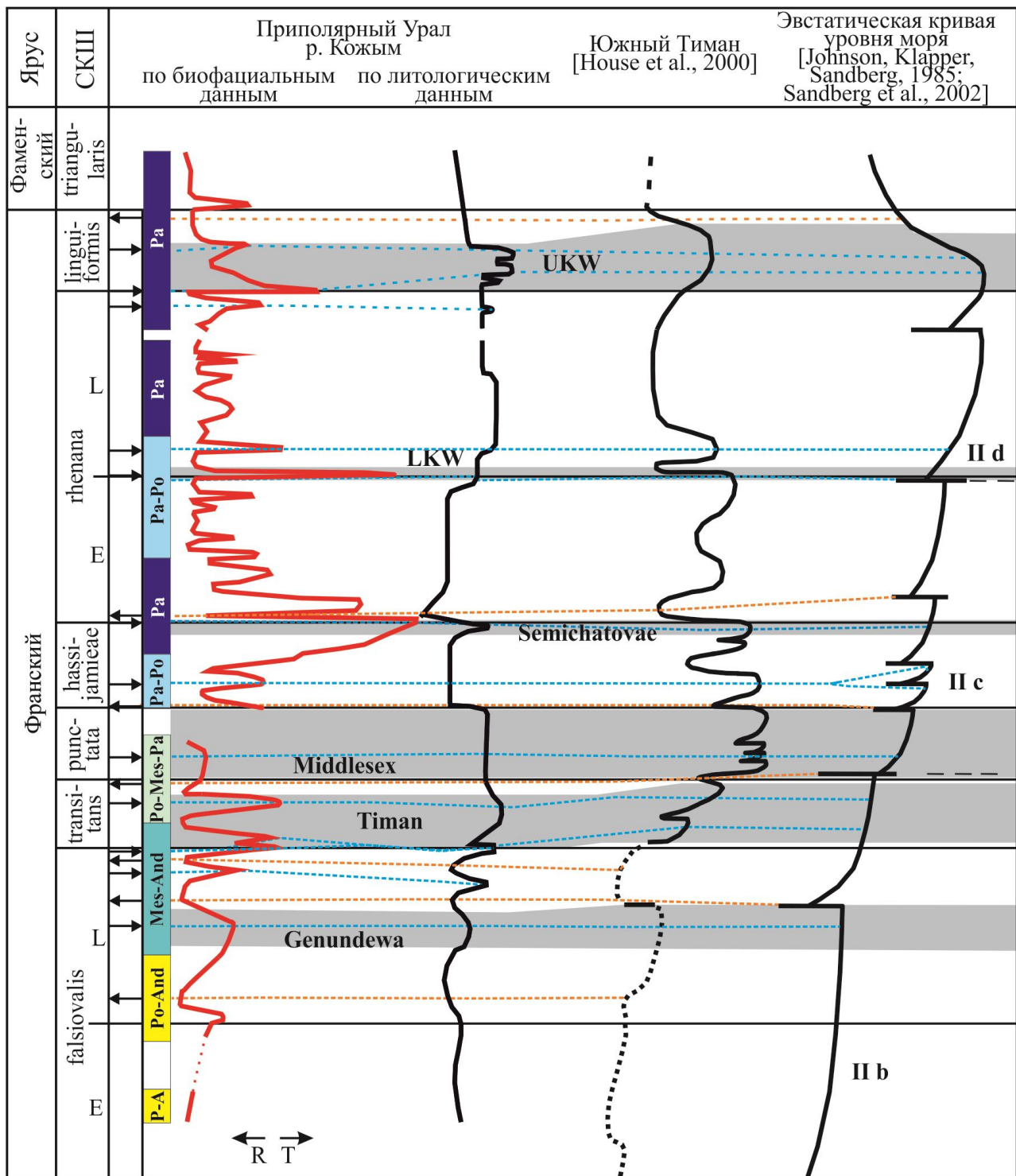


Рис. 4. Относительные изменения уровня моря для франского времени по био- и литофациальным данным разреза р. Кожым и их сопоставление с региональной и эвстатической кривыми

Очевидно, что характер распределения конодонтовых биофаций в разрезе франского яруса на р. Кожым более-менее стабильный. Доминирующей в разрезе является биофация *Palmatolepis*, свидетельствующая о достаточно большой глубине открытого морского бассейна. Однако, глубина бассейна непостоянна, что отражено в изменениях количественного содержания глубоководных форм конодонтов.

Начало фазы Early falsiovalis характеризуется постепенным углублением бассейна, что выражено развитием смешанной биофации *Polygnathus-Ancyrodella*. В середину фазы Late falsiovalis происходит смена этой биофации на более глубоководную *Mesotaxis-Ancyrodella*, свидетельствующая о продолжении углубления бассейна. В значительном количестве появляются более глубоководные формы представителей рода *Mesotaxis*. При переходе в фазу transitans происходит резкое увеличение этих глубоководных таксонов. Фиксируется сначала углубление, затем - резкое обмеление, которое отражено в смене биофации на менее глубоководную *Polygnathus-Mesotaxis-Palmatolepis*. В комплексе возрастает количество мелководных таксонов *Polygnathus*. К концу фазы transitans после кратковременной регрессии фиксируется возрастание глубоководных таксонов до прежнего уровня, указывающее на резкое углубление. В самом конце фазы наблюдается постепенное уменьшение глубины бассейна, неблагоприятно отразившееся на количественном и таксономическом разнообразии конодонтов. Слабо проявленное углубление в фазу punctata, по-видимому, вызвало сокращение конодонтов, вплоть до полного исчезновения многих таксонов. С началом фазы hassi – jamieae прослеживается заметное углубление бассейна, что благоприятно отразилось на видовом разнообразии таксонов рода *Palmatolepis* и последовательной смене биофации на более глубоководную *Palmatolepis-Polygnathus*, а затем *Palmatolepis*. К концу фазы jamieae происходит существенное увеличение биофации *Palmatolepis*, что свидетельствует о начале продолжительной трансгрессии, максимум которой достигается в следующую фазу Early ghenana. Постепенно происходит уменьшение количественного содержания таксонов рода *Palmatolepis* и далее наблюдается смена биофации *Palmatolepis* на менее глубоководную *Palmatolepis-Polygnathus*. Все это свидетельствует о продолжительном обмелении бассейна.

При переходе в фазу Late ghenana происходит резкое увеличение глубоководных таксонов *Palmatolepis* и значительное углубление бассейна. Затем содержание их снижается, что вызвано резким уменьшением глубины бассейна. Выше фиксируются незначительные колебания вплоть до фазы linguiformis, что отражено в изменениях количественного содержания глубоководных таксонов. Максимальное углубление бассейна достигается в начале фазы linguiformis, что выражено стабильным развитием биофации *Palmatolepis*. Углубление в это время неблагоприятно отразилось на численном и видовом разнообразии конодонтов, вплоть до полного исчезновения многих таксонов. К концу франского времени при переходе в фазу Early triangularis происходит значительное уменьшение конодонтов и обновление таксономического состава, возможно, связанное с понижением уровня моря.

Таким образом, значительные перестройки в таксономическом разнообразии и количественном содержании до полного исчезновения некоторых таксонов конодонтов

произошли на рубежах фаз Late falsiovalis, transitans, punctata, jamieae-Early rhenana, Late rhenana и linguiformis. Изменения количественного содержания глубоководных форм конодонтов связаны с наиболее крупными трансгрессиями, которые сопоставимы с глобальными событиями Genundewa, Timan, Middlesex, Semichatovae, Lower Kellwasser и Upper Kellwasser. Существенные биотические изменения имеют запаздывающий эффект относительно начала трансгрессий, сопоставляемых с глобальными событийными уровнями Timan и Semichatovae (см. рис. 4).

Литофациальный анализ и обстановки осадконакопления

В разрезе франского яруса р. Кожым на основании вещественных и структурно-текстурных данных выделяются бассейновые фации и фации подножья склона внутришельфовой впадины.

Бассейновые фации характеризуют пелитоморфные (мадстоун), тентакулитовые (пакстоун), кремнисто-глинисто-углеродистые, комковатые (пакстоун), микрозернистые (мадстоун) и микро-тонкозернистые (мадстоун) известняки и аргиллиты.

Пелитоморфная, микрозернистая основная масса указывает на то, что осадконакопление происходило в относительно глубоководных обстановках, ниже базиса волновой эрозии, что способствовало накоплению илового материала. Слоистость, обусловленная субпараллельным распределением органических остатков/прослоев, насыщенных глинистым или ОВ, вероятно, вызвана частой сменой гидродинамического режима. Раковины тентакулитов, вложенные друг в друга и ориентированные по одной оси, являются признаком течений в месте их захоронения. О спокойной гидродинамике свидетельствуют цельнораковинные бентосные организмы, такие как остракоды и брахиоподы. Повышенные содержания ОВ определяются захоронением в восстановительных условиях большого количества планктона. Эти отложения можно отнести к «Бассейновым» фациальным поясам 1 и 2 [Уилсон, 1980].

Фации подножья склона (фациальный пояс 3 - подножие склона [Уилсон, 1980]) внутришельфовой впадины выделяются условно, поскольку морфологически выраженного склона с характерными текстурами и структурами для франского времени в этом районе не установлено. Несортированные и неравномерно распределенные по породе редкие био- и литокласты, вероятно, поставлялись в бассейн седиментации дистальными турбидитами. Отложения представлены комковато-биокластовыми (пакстоун), литокластовыми (пакстоун), биокластовыми (вакстоун), микрозернистыми (вакстоун) и микро-мелкозернистыми (вакстоун) известняками с пелитоморфным карбонатным цементом.

Таким образом, на протяжении всего франского времени бассейн осадконакопления

представлял собой глубоководную впадину на шельфе с карбонано-глинисто-кремнистым типом осадконакопления (рис. 5). Приблизительная оценка ширины этой впадины от разреза на р. Шарью до р. Кожым по палинспастической реконструкции составляет не менее 132 км [Жерлыгин, 2013]. Наблюдаемое эпизодическое поступление обломочного материала в бассейн седиментации в виде глинистого материала и карбонатных песков связано с понижением относительного уровня моря. При повышении же уровня моря в основном формировались фоновые карбонатные илы с цельносkeletalными остатками различных организмов, а также глинисто-кремнистые отложения, обогащенные ОВ.

В течении фазы *falsiovalis* наблюдаются неоднократные изменения состава отложений (см. рис. 4). Карбонатные микрозернистые осадки (дистальные турбидиты) со значительной примесью глинистого материала, скорее всего, формировались при относительном понижении уровня моря. По характеру захоронения бентосных остракод скорость седиментации в эти периоды изменялась от низкой до средней. Наличие ориентированных раковин тентакулитов свидетельствует о слабых придонных течениях. Относительное же повышение уровня моря фиксируется появлением органогенных карбонатных и глинисто-кремнистых осадков, формировавшихся в обстановках с низкой скоростью седиментации.

В фазе *transintans* происходит относительное углубление бассейна, в результате которого формируются карбонатно-глинисто-кремнистые осадки с обилием раковин тентакулитов. Скорость осадконакопления в этот период - крайне низкая.

В фазу *punctata* накапливались карбонатно-глинистые отложения с обилием раковин тентакулитов и преимущественно низкими скоростями седиментации.

В фазы *hassi-jamieae* наблюдается повышенное содержание средне-мелкозернистой обломочной примеси в карбонатных илах, что, вероятно, вызвано относительным понижением уровня моря. В отдельные периоды отмечается поступление более крупных (до 10 мм) слаболитифицированных и неокатанных фрагментов органогенных карбонатных осадков, которые могли формироваться как в результате штормовых волнений, так и подводно-деллювиальных процессов. В пользу последних свидетельствует тот факт, что скорости седиментации отложений, представленных в обломках, значительно выше (средняя-высокая), тогда как скорость седиментации вмещающих осадков – низкая. К концу фазы *hassi-jamieae* обломочная примесь перестает поступать в бассейн седиментации и при низких скоростях седиментации формируются чистые карбонатные илы с цельносkeletalными остатками тентакулитов, что свидетельствует об относительном повышении уровня моря. Завершение фазы *hassi-jamieae* характеризуется резким увеличением поступления обломочного карбонатного материала и возможно размывом.

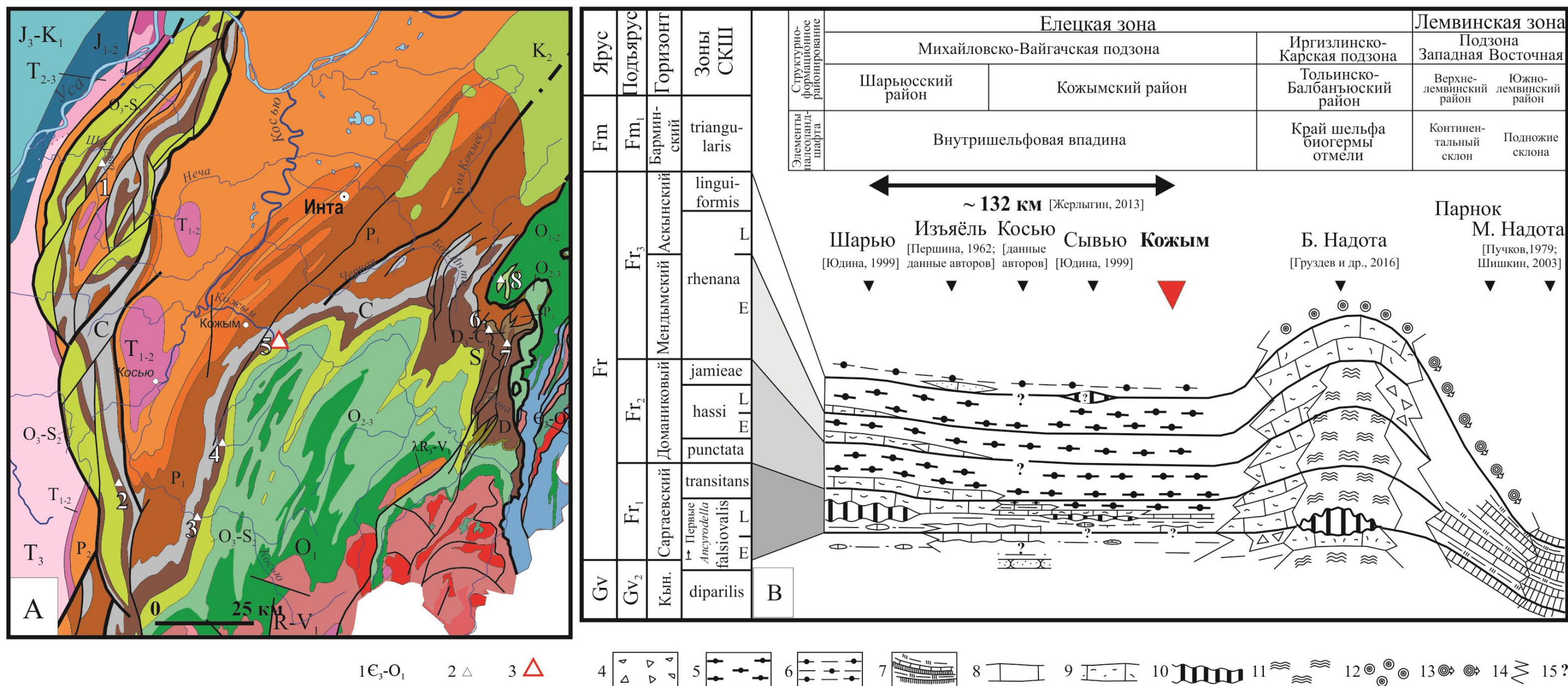


Рис. 5А. Расположение разрезов палео профиля на геологической карте (Атлас Республики Коми, 2011); **В.** Палеоландшафтный профиль для франского времени с расположением изученного разреза
 1 – подразделения общей стратиграфической шкалы, 2 – разрезы палео профиля (1 – Шарью, 2 – Изьяель, 3 – Косью, 4 – Сывью, 5 – Кожым, 6 – Б. Надота, 7 – Парнок, 8 – М. Надота), 3 – разрез р. Кожым, 4 – обломочные известняки, 5 – доманикоидные битуминозные известняки, кремни и аргиллиты, 6 – известняки, аргиллиты, реже кремнистые известняки, 7 – кремни, кремнистые аргиллиты и известняки, 8 – известняки, 9 – органогенно-обломочные известняки, 10 – размыты, 11 – биогермные известняки, 12 – оолитовые известняки, 13 – перемещенные оолиты, 14 – фациальные границы, 15 – необнаженные интервалы.

В фазу Early rhenana в бассейне продолжают формироваться преимущественно обломочные разности карбонатных и глинистых осадков с низкой скоростью седиментации. Этому относительному понижению уровня моря для Тимано-Печорского седиментационного бассейна соответствуют ветласянская толща заполнения или перерыв в осадконакоплении [Беляева и др., 2002; Киричкова и др., 2007]. С конца фазы Early rhenana и до начала Late rhenana наблюдается уменьшение размерности (до мелкозернистой) карбонатных обломков и биокластов в карбонатных илах. Последующее формирование чистых карбонатных илов с низкой скоростью седиментации свидетельствует о повышении относительного уровня моря. К концу фазы Late rhenana скорость седиментации незначительно увеличивается (от низкой до средней), вновь появляется тонкообломочная и глинистая примесь в карбонатных илах.

В фазу linguiformis наблюдается ряд кратковременных углублений бассейна седиментации, что отразилось в формировании глинисто-кремнисто-углеродистых осадков на фоне чистых карбонатных илов. В конце фазы linguiformis и до начала фазы triangularis формируются карбонатные осадки с примесью крупно-мелкозернистого обломочного материала, что интерпретируется как понижение относительного уровня моря. Этот интервал времени хорошо сопоставляется с савиноборской толщей заполнения и перерывами в осадконакоплении [Беляева и др., 2002; Киричкова и др., 2007].

Таким образом, несмотря на преимущественно глубоководные условия формирования осадков во франском веке, детальное изучение разреза позволило выделить относительные колебания уровня моря. Наиболее ярко проявлены колебания на следующих рубежах: Late falsiovalis, transitans, jamieae и linguiformis (см. рис. 4).

Изотопно-геохимический анализ

Карбонатные породы морского происхождения фанерозойского возраста характеризуются широким разбросом значений $\delta^{18}\text{O}$ от 20 до 30‰ [Фор, 1989]. Для морских известняков, отложившихся недавно, значения $\delta^{18}\text{O}$ равны 28–30‰. Однако, ранние исследования показали, что значения $\delta^{18}\text{O}$ таких пород уменьшаются с увеличением геологического возраста и для кембрийских пород составляют 20‰ [Keith, Weber, 1964]. Вариации величин $\delta^{13}\text{C}$ для исходно-осадочных морских карбонатов колеблются в интервале от –3 до 3‰ [Галимов, 1968; Кулешов, 2001; Schidlowski et al., 1983]. Более тяжелые экскурсы в значениях $\delta^{13}\text{C}$ могут свидетельствовать о крупных геологических событиях, таких как массовые вымирания, глобальные ледниковые эпохи и периоды повышенной эволюционной радиации.

Изотопный состав углерода в морских карбонатных породах зависит от условий биологической продуктивности в течение их формирования, разложения и сохранения

органического углерода [Дегенс, 1971; Кулешов, 2001; Силаев, Хазов, 2003]. Изотопный состав кислорода контролируется рядом факторов, наиболее важными являются температура и изотопный состав среды, в которой происходило карбонатообразование [Кулешов, Седаева, 2009; Jaffres et al., 2007; Kasting et al., 2006].

На диаграмме распределения изотопов углерода и кислорода (рис. б) видно, что карбонаты из разреза франского яруса на р. Кожым имеют широкий разброс значений. При этом основная часть данных попадает в зону нормально-морских карбонатов. Значения, не попадающие в эту зону, получены из кремнисто-глинисто-углеродистых и тонкозернистых известняков. Хорошо выделяются три кластера, соответствующие обн. 108, 107 и 106. Карбонаты из обн. 108 имеют в основном отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ от $-2,39$ до $0,52\%$, а обн. 107 характеризуется широким разбросом значений $\delta^{13}\text{C}$ от $-2,65$ до $1,82\%$. Карбонаты из обн. 106 характеризуются положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и колеблются от $0,31$ до $2,71\%$. Величины $\delta^{18}\text{O}$ не имеют широкого разброса и в целом изменяются в диапазоне от $24,34$ до $28,2\%$. Исключение составляют кремнисто-глинисто-углеродистые и тонкозернистые известняки, значения которых уменьшаются до $19,65\%$.

Вверх по разрезу наблюдается утяжеление изотопного состава углерода, что может свидетельствовать о вспышке биопродуктивности или увеличении степени сохранности захороненного органического углерода в осадке [Botz et al., 1988]. По данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ объясняются следующим: если в результате кратковременных вспышек биопродуктивности океанских экосистем, обусловленных потеплениями или апвеллингом, увеличивается утечка Сорг из биосферного цикла, то при стабильном механизме фотосинтеза гипергенный резервуар подвижного углерода обогащается изотопом ^{13}C , что ведет к утяжелению карбонатного углерода [Юдович, Кетрис, 2010]. Как правило, такие эффекты отвечают фазам крупных трансгрессий, связанных с повышением уровня океана.

В целом, данные изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах разреза р. Кожым могут свидетельствовать о нормально-морском бассейне седиментации, а также о повышении биопродуктивности бассейна к концу франского времени. В дальнейшем требуются их интерпретация и более подробный изотопно-геохимический анализ.

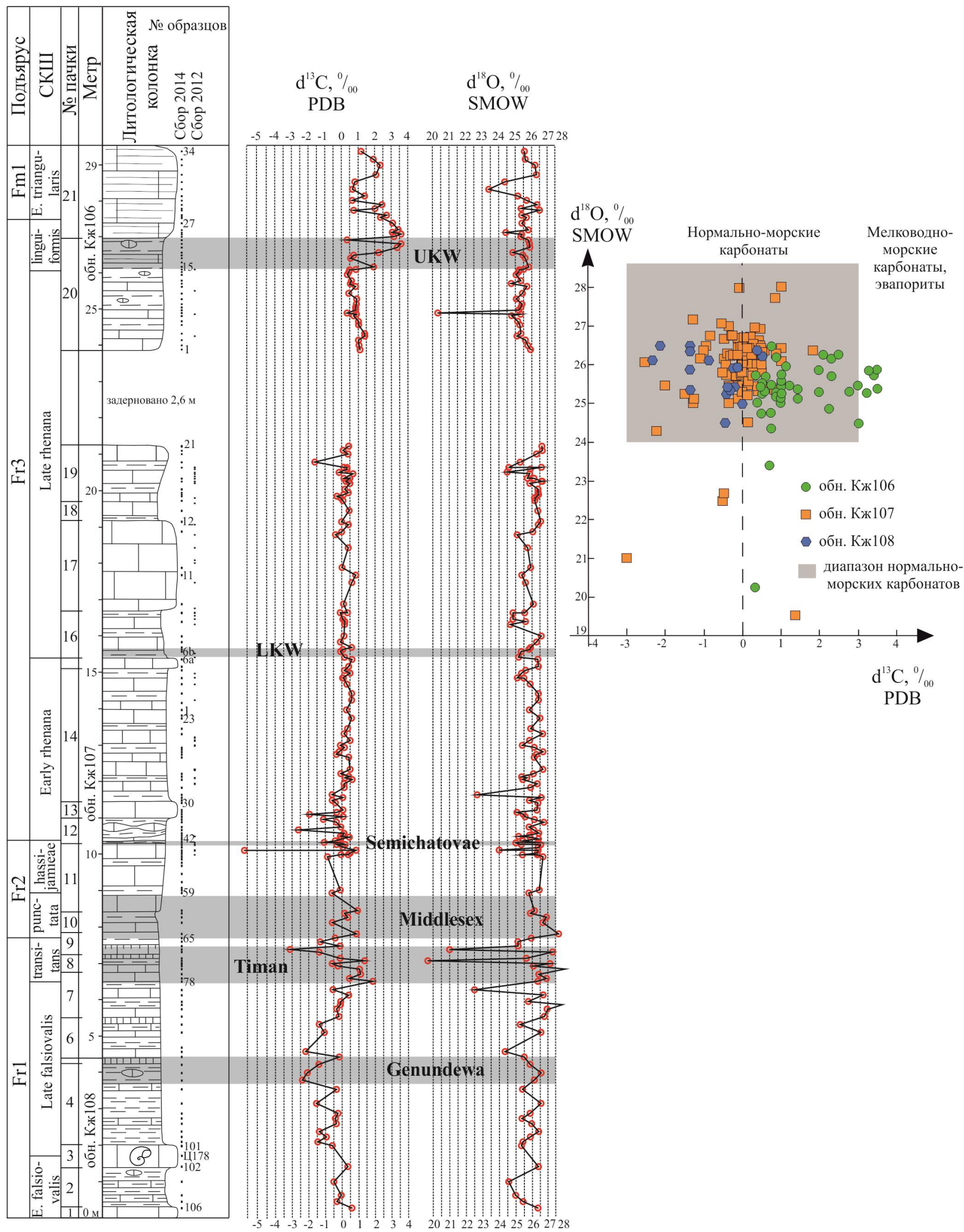


Рис. 6. Распределение изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в разрезе франского яруса на р. Кожым

В настоящей работе изотопно-геохимические данные карбонатных пород использованы в качестве дополнительных корреляционных маркеров при выделении событийных рубежей. В совокупности с полученными биостратиграфическими, палеонтологическими и седиментологическими данными, а также в сопоставлении с результатами исследований разрезов Центральной, Южной и Восточной Европы, Северной Америки и Северной Африки ([Buggisch, Joachimski, 2006; Devleeschouwer, Herbosch, Preat, 2002; Godderis, Joachimski, 2004; Joachimski, Buggisch, 2002; Joachimski et al., 2002; Racki et al., 2002; Yudina et al., 2002] и др.) они являются отражением крупных изменений в палеосреде.

Обсуждение результатов

Разрез франского яруса на р. Кожым исследован с помощью различных методов и подходов для выявления возможных глобальных событий. Биостратиграфический метод позволил провести расчленение разреза и установить непрерывную последовательность стандартных конодонтовых зон от нижнего франа до нижнего фамена. Рассмотрение литологических особенностей и их изменений по разрезу дало возможность реконструировать обстановки осадконакопления и относительные колебания уровня моря в бассейне седиментации. Проведенный биофациальный анализ по конодонтам в основном подтвердил выводы об относительных изменениях уровня моря по литологии, а на некоторых интервалах разреза существенно их дополнил. Изотопно-геохимические данные использованы в качестве вспомогательных корреляционных маркеров на событийных рубежах.

Во франском веке известны глобальные геологические события Frasnian, Falsiovalis, Genundewa, Timan, Middlesex, Rhinestreet, Semichatovae, Lower Kellwasser, Upper Kellwasser, которые связаны с повышением уровня моря. Комплексные исследования разреза р. Кожым позволили выявить интервалы, сопоставимые с событиями Genundewa, Timan, Middlesex, Semichatovae, Lower и Upper Kellwasser.

Событие Genundewa. Проявляется как резкая кратковременная трансгрессия, с которой связано появление аммоноидей *Koenenites* и *Hoeninghausia* [House et al., 2000]. В глубоководном разрезе нижнего франа Нью-Йорка (США) событию соответствуют известняки Genundewa [House, Kirchgasser, 1993]. По шкале Монтань-Нуар интервалом его проявления являются зоны MN2 и начало MN3 [Klapper, 1988], что коррелирует со средней частью усть-ярегской свиты на Южном Тимане [House et al., 2000]. По стандартной конодонтовой шкале (CRI) событие Genandewa фиксируется в конодонтовой подзоне Late falsiovalis.

В разрезе р. Кожым событие Genundewa проявляется в средней части конодонтовой подзоны Late falsiovalis (рис. 7). Литологически событие маркируется накоплением

высокоуглеродистого глинисто-карбонатного и кремнисто-известкового горизонтов, являющихся отражением глобальной трансгрессии уровня моря. Максимум этой трансгрессии выражен маломощной пачкой черных углеродисто-кремнисто-известковистых и углеродисто-кремнистых аргиллитов. Углубление бассейна благоприятно отразилось на численном приросте конодонтов, но существенно не сказалось на их таксономическом разнообразии. В середину фазы Late falsiovalis происходит смена биофации *Polygnathus-Ancyrodella* на более глубоководную *Mesotaxis-Ancyrodella*, что также указывает на углубление бассейна в это время. На этом же стратиграфическом уровне фиксируется разброс вариаций изотопных соотношений углерода от $-2,39$ до $-0,23\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и от $+24,30$ до $+25,80\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ с амплитудами отклонений в $2,1$ и $2,25\text{‰}$ соответственно. К концу фазы Late falsiovalis изотопные соотношения углерода и кислорода постепенно увеличиваются до значений в $0,41\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и $26,69\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$.

Событие Timan. Проявляется как две резкие трансгрессии, с которыми связано появление аммоноидей Timanites и Komioceras [House et al., 2000]. Событие Timan отвечает зоне MN4 по шкале Монтань-Нуар [Klapper, 1988], что сопоставляется с верхней частью усть-ярегской свиты на Южном Тимане [House et al., 2000]. По стандартной конодонтовой шкале событие фиксируется в основании конодонтовой зоны transitans и коррелирует с последним трансгрессивно-регрессивным циклом Пб [Johnson, Klapper, Sandberg, 1985]. Наиболее проявлено нижнее событие Timan в разрезах Канады и Австралии [Becker, House, 1997].

В разрезе р. Кожым ниже событие Timan литологически слабо выражено двумя маломощными прослоями кремней, разделенных комковато-биокластовыми известняками (рис. 8). По биотическим признакам в основании зоны transitans прослеживаются значительные изменения (с небольшим запозданием), а именно на этом уровне происходит резкое увеличение количественного содержания глубоководных конодонтов рода *Mesotaxis*, а также появление нового рода *Palmatolepis*. Углубление бассейна вызвало сокращение раннефранских конодонтов рода *Ancyrodella*.

На границе конодонтовых зон Late falsiovalis – transitans фиксируется увеличение значений изотопного состава углерода от $-0,61$ до $+1,82\text{‰}$ и кислорода от $+22,50$ до $+26,37\text{‰}$ с амплитудами отклонений в $2,43$ и $3,87\text{‰}$ соответственно. Данные отклонения изотопов углерода и кислорода приходятся на интервал появления зонального вида *Palmatolepis transitans* Muller. Наблюдаемая выше регрессия выражена в смене биофации на менее глубоководную *Polygnathus-Mesotaxis-Palmatolepis*. Наблюдается существенный рост мелководных таксонов *Polygnathus*. На этом уровне распределение изотопных соотношений составляют от $+0,48$ до $+1,10\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и от $+26,43$ до $+28,12\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$.

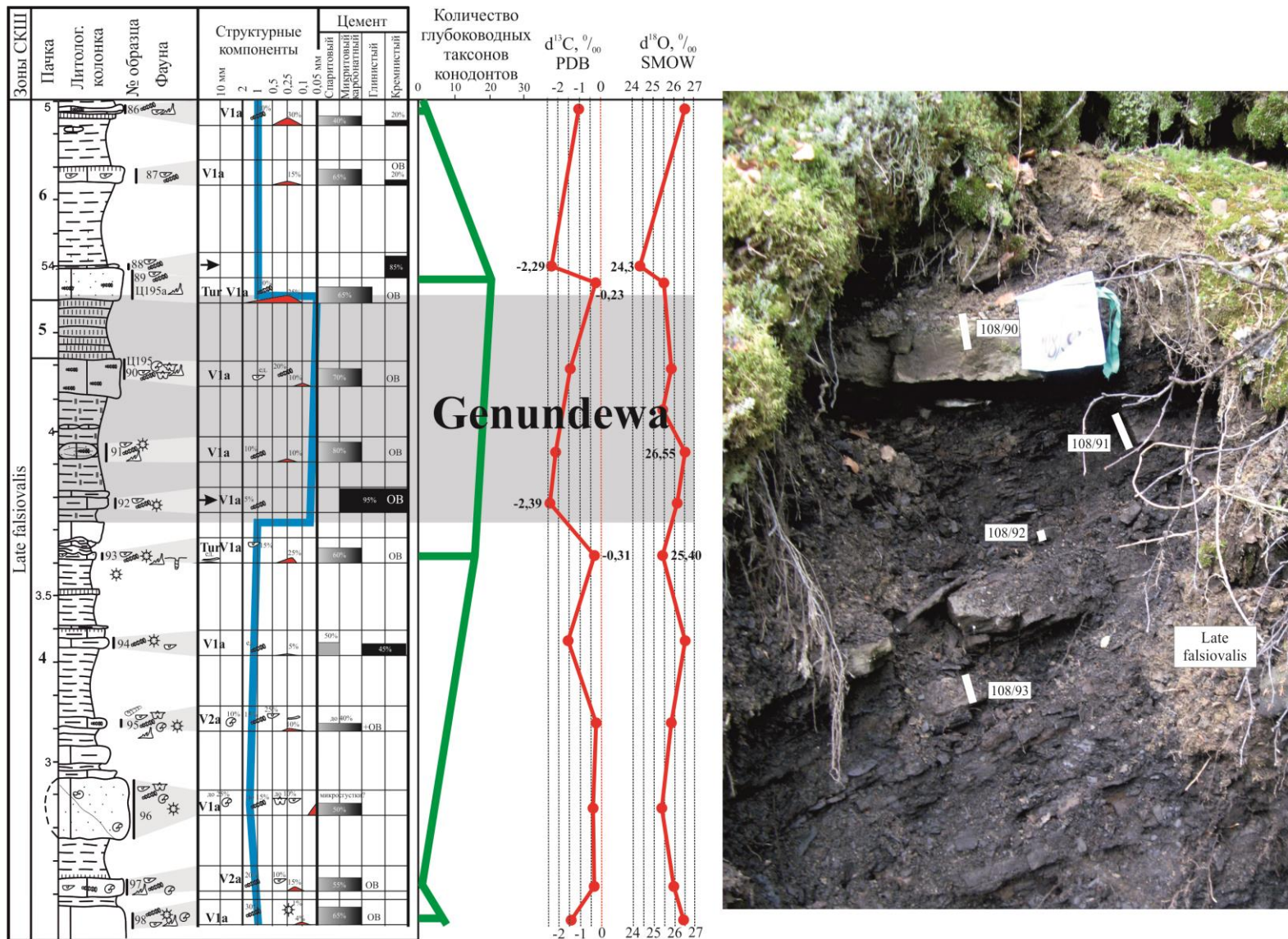


Рис. 7. Детальная литолого-стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов, количества глубоководных таксонов конодонтов и изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на уровне трансгрессивного события Genundewa
Условные обозначения см. на рис. 2.

Верхнее событие Timan литологически проявлено в накоплении черных кремней и тентакулитовых окремненных известняков. Углубление бассейна благоприятно отразилось на численный прирост конодонтов, при этом на видообразование оно никак не сказалось. Данное событие в середине зоны *transitans* фиксируется увеличением значений изотопного состава углерода от $-0,63$ до $+1,32\%$ и резким уменьшением значений изотопного состава кислорода от $+27,15$ до $+19,65\%$ с амплитудами отклонений в $1,95$ и $7,5\%$ соответственно. Последующее изменение изотопного соотношения углерода уменьшается до $-3,11\%$, а кислород сначала постепенно увеличивается до значений в $27,27\%$ и затем резко уменьшаются до 21% . В отличие от аналогичных отложений различных регионов мира [Ma et al., 2008; Morrow et al., 2009; Piszczowska, Sobstel, Racki, 2006; Piszczowska, Racki, 2012], в разрезе р. Кожым наблюдаются более резкие изотопные аномалии углерода и кислорода на уровнях проявления событий Timan.

Событие Middlesex. Проявляется как резкая трансгрессия, с которой связано преимущественное развитие аммоноидей *Ponticeras* [House et al., 2000]. Событие Middlesex фиксируется с основания конодонтовой зоны *punctata* и проявляется как первая во фране обширная трансгрессия Пс [Johnson, Klapper, Sandberg, 1985]. По шкале Монтань-Нуар событие отвечает зоне MN5 [Klapper, 1988], которая коррелирует с основанием доманиковой свиты на Южном Тимане [House et al., 2000]. Событие Middlesex характеризуется увеличением скорости захоронения ОВ и продолжительным биотическим кризисом, кульминацией которого стало массовое вымирание биоты на границе франского и фаменского ярусов. По данным М.С. Афанасьевой и Э.О. Амон, в фазу *punctata* произошло самое быстрое и максимальное повышение уровня моря, вызвавшее серьезные изменения в седиментации, а периодические выбросы по разломам больших масс эндогенных питательных веществ могли способствовать «вспышкам» биопродуктивности [Афанасьева, Амон, 2012].

В разрезе р. Кожым событие Middlesex маркируется присутствием высокоуглеродистых тентакулитовых известняков и аргиллитов черного цвета (рис. 8).

Литологически трансгрессия в фазу *punctata* слабо проявлена. Она фиксируется по биотическим изменениям, а именно на уровне проявления события происходит резкое сокращение конодонтов, вплоть до полного исчезновения многих таксонов. Появление единичных видов *Palmatolepis punctata* (Hinde) и *Polygnathus timanicus* Ovnatanova в это время составляют основную численность разнообразия. Наряду с ними значимыми остаются представители вида *Mesotaxis asymmetricus* Bischoffet Ziegler. Несмотря на то, что кривая относительного колебания уровня моря, построенная по литологическим данным, не выявила крупную трансгрессию в фазу *punctata*, углубление бассейна наблюдается по изменениям конодонтов.

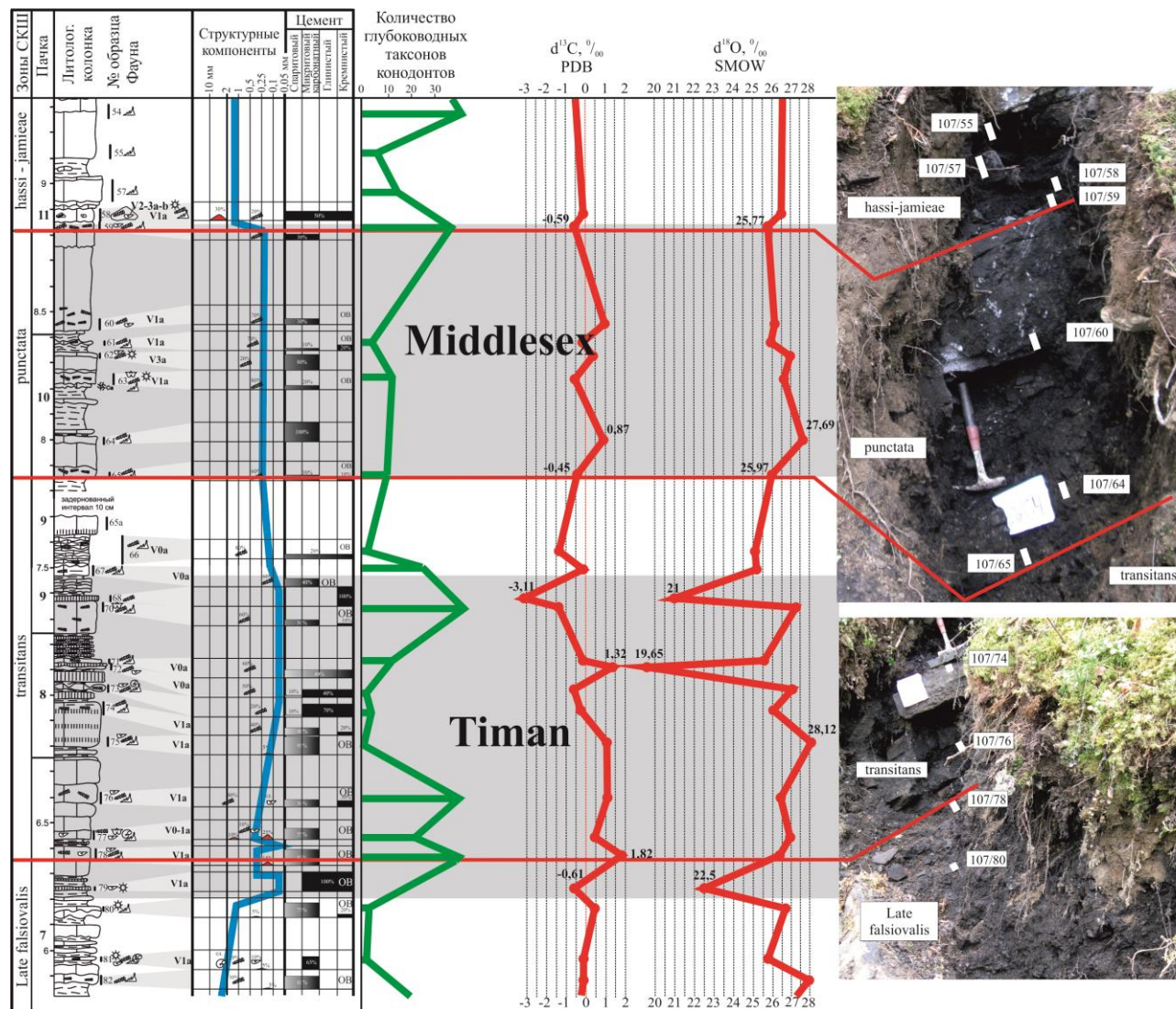


Рис. 8. Детальная литолого-стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов, количества глубоководных таксонов конодонтов и изотопов $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ на уровне трансгрессивных событий Timan и Middlesex
Условные обозначения см. на рис. 2.

Подтверждение события Middlesex по изотопно-геохимическим данным имеет мировое значение. Наибольший положительный экскурс значений $\delta^{13}\text{C}$ на уровне проявления события составляет до 6–7‰ [Yans et al., 2007], хотя чаще наблюдается 4–5‰ [Pisarzowska, 2008; Piszarska, Sobstel, Racki, 2006; Racki et al., 2004]. Увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ отмечается по всему миру: в Бельгии [daSilva, Yans, Boulvain, 2010; Yans et al., 2007], в Польше [Pisarzowska, 2008; Piszarska, Sobstel, Racki, 2006; Racki et al., 2004], в Китае [Ma et al., 2008], в США [Morrow et al., 2009], в Канаде [Holmden et al., 2006], на Восточно-Европейской платформе [Zhuravlev et al., 2006; Сокиран, 2009] и др. В разрезе р. Кожым в фазе *punctata* величины изотопных соотношений варьируют от -0,56 до +0,98‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и от +25,88 до +27,69‰ для $\delta^{18}\text{O}$. В раннюю фазу *punctata* значения $\delta^{13}\text{C}$ начинают увеличиваться от -0,45 до +0,87‰, далее наблюдается отрицательный экскурс до -0,56‰. Положительная тенденция в значениях $\delta^{13}\text{C}$ до 0,98‰ (обр. 107/60) отмечается в середине фазы *punctata*. В отличие от аналогичных отложений различных регионов мира, в разрезе р. Кожым в интервале события Middlesex аномалий в значениях $\delta^{13}\text{C}$ не выявлено. Возможно это связано с низкой скоростью седиментации и незначительного поступления тонкого внутривассейного обломочного карбонатного материала.

Событие Semichatovae. Проявляется как резкая, но кратковременная трансгрессия, с которой связано появление аммоноидей *Virginoceras Ijaschenkoae* [House et al., 2000]. Событие *Semichatovae* фиксируется в нижней части конодонтовой подзоны *Early ghenana*, вероятно, коррелирует с последним трансгрессивно-регрессивным циклом Пс (J.G. Johnson, 1985). Значительные трансгрессии этого времени отмечены в разрезах Австралии [Becker, House, 1997]. По шкале Монтань-Нуар событие *Semichatovae* отвечает зоне MN11 [Klapper, 1988], которая сопоставлена со средней частью лыаельской свиты на Южном Тимане [House et al., 2000]. Краткие упоминания по событию *Semichatovae* содержатся в некоторых зарубежных работах [Becker, House, 1998; Becker, 2002; Denayer, Poty, 2010; Sandberg et al., 1988; Sandberg, Morrow, Ziegler, 2002].

В разрезе р. Кожым событие *Semichatovae* фиксируется благодаря отчетливой трансгрессии как по литологическим, так и по биотическим изменениям (рис. 9). Литологические наблюдаются в верхней части конодонтовой зоны *jamieae*, где отложения представлены кремнистыми микрозернистыми известняками с прослоями аргиллитов, которые с вероятным размывом перекрываются мелко-грубообломочными известняковыми песчаниками. Трансгрессия хорошо проявлена и по биотическим признакам. На событийном уровне происходит существенный рост видообразования конодонтов рода *Palmatolepis*, а также увеличение их численности. Относительно седиментологических изменений биотические имеют запаздывающий эффект, поэтому более проявлены в фазе *Early ghenana*.

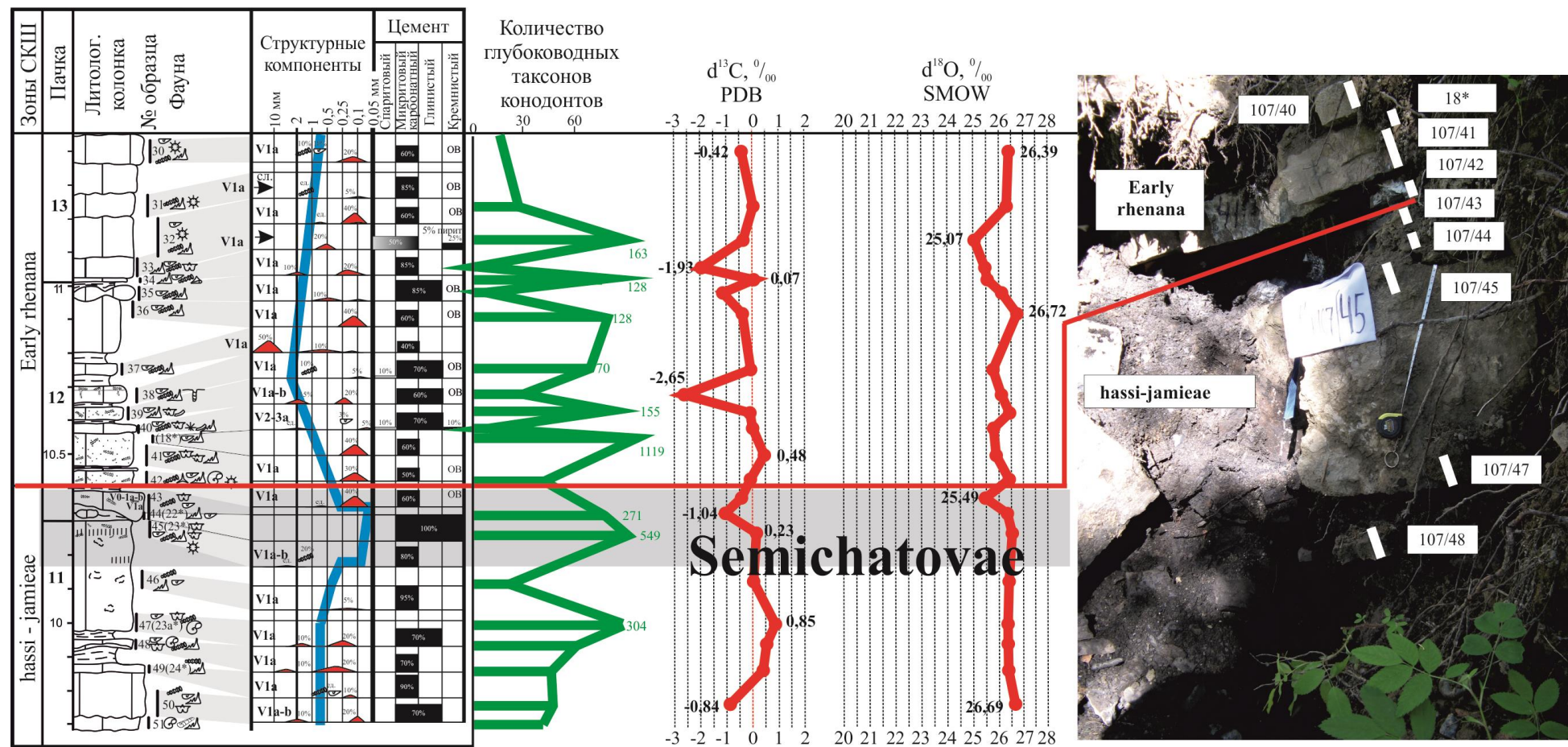


Рис. 9. Детальная литолого-стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов, количества глубоководных таксонов конодонтов и изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на уровне трансгрессивного события Semichatovae
Условные обозначения см. на рис. 2.

Наряду с многочисленными палматолепидами значимыми являются представители анцурогагатид – *Ancyrognathus coeni* Klapper, *Ancyrognathus triangularis* Youngquist, *Ancyrognathus amana* Muller et Muller и вид *And. nodosa* Ulrich et Bassler, появившийся и заменивший все раннефранские анцироделлы. Резкая трансгрессия в это время, по-видимому, вызвала значительное расширение биотопов всех морских групп организмов, в том числе и конодонтов.

В зонах *hassi-jamieae* и *Early rhenana* значения $\delta^{13}\text{C}$ имеют резкие колебания и в целом пониженные $+0,85\text{‰}$ – $-2,65\text{‰}$. В тоже время в значениях $\delta^{18}\text{O}$ не наблюдается существенных колебаний ($25,07\text{‰}$ – $26,72\text{‰}$). На границе зон *Early hassi* и *Late hassi-jamieae* изотопное соотношение углерода имеет тенденцию на увеличение от $-0,84$ до $+0,85\text{‰}$. В интервале рассматриваемого события изотопные соотношения углерода и кислорода постепенно уменьшаются до значений в $-1,04\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ с амплитудой отклонения до 2‰ . В конце события и в последующем на границе двух фаз *jamieae*-*Early rhenana* изотопное соотношение углерода вновь увеличивается до $+0,48\text{‰}$ с амплитудой отклонения $1,52\text{‰}$. В зоне *Early rhenana* значения $\delta^{13}\text{C}$ имеют не стабильное распределение. Сначала резкое уменьшение до $-2,65\text{‰}$, затем наблюдается тенденция на увеличение до $+0,07\text{‰}$, в последующем – опять резкое уменьшение до $-1,93\text{‰}$ и постепенное увеличение до $-0,42\text{‰}$. Максимальный экскурс углерода на этом уровне составляет $+0,85\text{‰}$ (обр. 107/47). В разрезах США и Марокко интервалы со стабильным изотопным соотношением углерода на событийном уровне составляют $+1,8\text{‰}$ – $+2\text{‰}$ и -2‰ – $-2,2\text{‰}$ соответственно, а амплитуда отклонения по углероду не превышает значение $0,2\text{‰}$ [Joachimski et al., 2002]. Сам переход от зоны *jamieae* к подзоне *Early rhenana* в этих, а также в других разрезах [Joachimski, Buggisch, 2002] характеризуется периодом относительно резких колебаний изотопных соотношений углерода с амплитудой $0,8\text{‰}$ – $1,1\text{‰}$, причем эти амплитудные вариации начинаются с облегчения изотопного состава углерода, что косвенно подтверждает увеличение глубины осадконакопления.

Событие Lower Kellwasser. Проявляется как резкая трансгрессия, с которой во многих регионах мира связывается начало позднефранского кризиса в развитии биоты немного выше основания конодонтовой подзоны *Later henana*, что коррелирует с началом трансгрессивно-регрессивного цикла Pd (J.G. Johnson, 1985). Событие Lower Kellwasser маркируется пачкой черных сланцев и связано с развитием аноксии в бассейне седиментации. По шкале Монтань-Нуар событие отвечает зоне MN13 [Klapper, 1988], которая коррелирует со средней и верхней частями евлановского горизонта Южного Тимана [House et al., 2000].

В разрезе р. Кожым событие Lower Kellwasser, вероятно, в силу фациальных особенностей не проявляется в виде «черносланцевого горизонта», а фиксируется постепенным уменьшением размерности обломочной органической примеси от средне- до

тонкозернистой в микрозернистых известняках. По биотическим признакам наблюдается относительно крупная трансгрессия, максимум которой достигается несколько выше границы Early-Late rhenana. При переходе в фазу Late rhenana происходит резкое увеличение количественного содержания глубоководных конодонтов *Palmatolepis*, а также появляются новые виды *Palmatolepis subrecta* Muller et Youngquist и *Palmatolepis gigas extensa* Ziegler et Sandberg, свидетельствующие об относительном углублении бассейна.

В фазу rhenana значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются в интервале от $-1,62$ до $+1,40\text{‰}$, а значения $\delta^{18}\text{O}$ – от $20,29$ до $26,72\text{‰}$. В интервале события Lower Kellwasser величины изотопных соотношений варьируют от $-0,17$ до $+0,58\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и от $+25,30$ до $+26,26\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ с амплитудой отклонения $0,75$ и $0,96\text{‰}$ соответственно. Интенсивные положительные сдвиги изотопного соотношения углерода с амплитудой до 4‰ отмечаются в разрезах Центральной и Южной Европы [Buggisch, Joachimski, 2006; Devleeschouwer, Herbosch, Preat, 2002; Joachimski, Buggisch, 2002; Joachimski et al., 2002; Racki et al., 2002], а также Восточной Европы [Yudina et al., 2002; Сокиран, 2009], где фиксируется глобальное трансгрессивное событие Lower Kellwasser. Подобные аномальные значения в разрезе р. Кожым не наблюдаются.

Событие Upper Kellwasser. Проявляется как крупная трансгрессия, с которой во многих регионах мира связываются бескислородные обстановки осадконакопления, сокращение биогермных построек, исчезновение многих представителей различных групп фауны, в том числе и конодонтов. Обычно литологически событию отвечают два черных сланцевых прослоя, отражая глобальную трансгрессию уровня моря, и имеют яркое проявление по всему миру [Becker, 1993; Buggisch, Joachimski, 2006; Girard, Renaud, 2007; Godderis, Joachimski, 2004; House et al., 2000; Johnson, Klapper, Sandberg, 1985; Racki, 2005; Sandberg et al., 1988; Sandberg, Morrow, Ziegler, 2002; Walliser, 1996]. Трансгрессия фиксируется внутри конодонтовой зоны linguiformis [Walliser, 1996] и коррелирует с последним трансгрессивно-регрессивным циклом Pd [Johnson, Klapper, Sandberg, 1985]. По шкале Монтань-Нуар событие отвечает верхней части зоны MN13 [Klapper, 1988], что сопоставляется с ливенским горизонтом на Южном Тимане [House et al., 2000].

Существенные биотические изменения, вызванные повышением уровня моря, послужили основанием для проведения границы между франским и фаменским ярусами в основании зоны Early triangularis по первому появлению зонального вида конодонта *Palmatolepis triangularis* Sannemann [Klapper et al., 1993]. Массовое вымирание конодонтов на границе вызвано ударом болида (метеорита), изменением уровня моря, циркуляции океанических вод, а также изменением климата Земли [Sandberg et al., 1988].

В разрезе р. Кожым на основе седиментологических особенностей, таких как три прослоя черных аржиллитов, выявлен аналог события Upper Kellwasser (рис. 10).

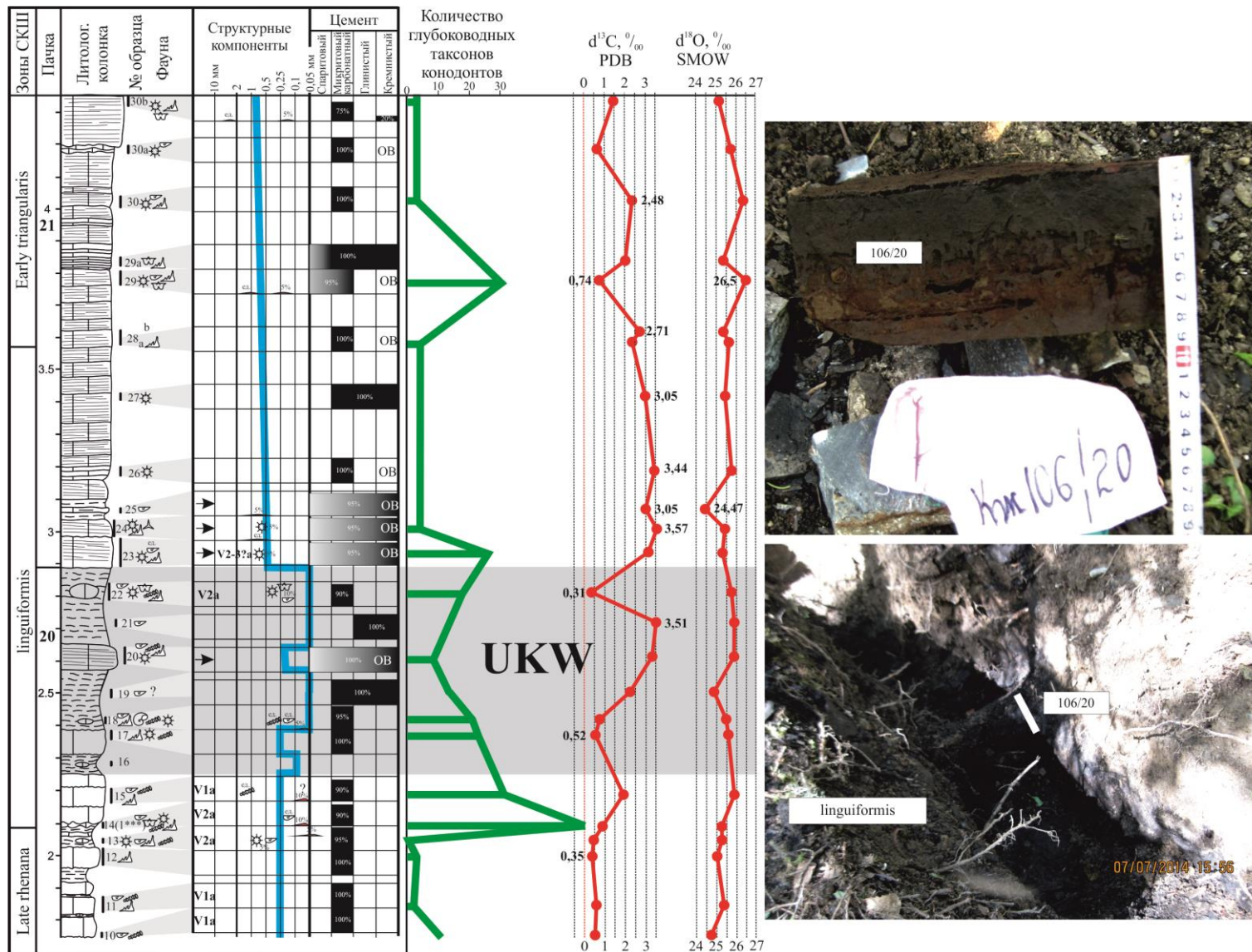


Рис. 10. Детальная литолого-стратиграфическая колонка с распределением по разрезу структурных компонентов, количества глубоководных таксонов конодонтов и изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на уровне трансгрессивного события Upper Kellwasser. Условные обозначения см. на рис. 2.

Среди черных аргиллитов прослеживаются черные микрозернистые и пелитоморфные известняки линзовидной формы с редкими органическими остатками. На уровне проявления события происходит резкое сокращение конодонтов, вплоть до полного исчезновения франских таксонов. Значимыми в это время остаются транзитные виды палматолепид – *Palmatolepis elegantula* Wang et Ziegler, *Palmatolepis nasuta* Muller, *Palmatolepis gigas extensa* Ziegler et Sandberg, *Palmatolepis zhuravlevi* Soboleva, *Palmatolepis nicolli* Klapper, а также появившийся *Palmatolepis linguiformis* Miller.

Изотопно-геохимический анализ показал аномальные значения углерода на событийном уровне. Так, величины изотопного соотношения варьируют от +0,3 до +3,57‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и от +24,47 до +26,5‰ для $\delta^{18}\text{O}$. К сожалению, первое появление черных аргиллитов в исследуемом интервале изотопно-геохимически не проанализировано. Во втором прослое черных аргиллитов наблюдается постепенное увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ от +0,52 до +2,23‰. В третьем интервале черных аргиллитов значения $\delta^{13}\text{C}$ продолжают увеличиваться до +3,51‰. При этом значения $\delta^{13}\text{C}$ из конкреции в данном интервале, представленной черным микрозернистым известняком, существенно ниже и равны 0,31‰. В интервале выше рассматриваемого события (верхняя часть фазы *linguiformis*) изотопные соотношения углерода остаются повышенными от 3,05 до 3,57‰. В целом, начиная с конца фазы *linguiformis* и в фазу *Early triangularis* наблюдается тенденция на уменьшение изотопного соотношения углерода до +0,69‰. Похожие положительные сдвиги изотопного соотношения углерода во время события Upper Kellwasser отмечаются в различных разрезах Центральной, Южной и Восточной Европы, а также Северной Америки и Северной Африки [Buggisch, Joachimski, 2006; Devleeschouwer, Herbosch, Preat, 2002; Godderis, Joachimski, 2004; Joachimski, Buggisch, 2002; Joachimski et al., 2002; Racki et al., 2002; Yudina et al., 2002].

Стратиграфически выше событийного уровня Upper Kellwasser в разрезе р. Кожым залегает пачка темно-серых микрослоистых микро-тонкозернистых и микрозернистых известняков, нижняя часть которых практически не содержит микрофаунистических остатков. Внутри этой пачки (в 60 см от события) в основании слоя с обр. 28а установлена граница между франским и фаменским ярусами на основании появления зонального вида *Palmatolepis triangularis* Sannemann. При переходе в фазу *Early triangularis* происходит значительное уменьшение количественного содержания конодонтов, возможно, связанное с понижением уровня моря. Кроме того, зафиксирована кардинальная смена в конодонтовых комплексах и появление первых фаменских палматолепид – *Palmatolepis triangularis* Sannemann, *Palmatolepis quadratinodosalobata praeterita* Schulke, *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson et Mehl, *Palmatolepis clarki* Ziegler, *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann, а также значимого для этого времени вида *Icr. alternatus helmsi* Sandberg and Dreesen. В фазу *Early triangularis*

происходит массовое развитие фаменских таксонов.

Исходя из многочисленных литературных данных, трансгрессивное событие Upper Kellwasser охватывает всю фазу *linguiformis*, а с основания подзоны *Early triangularis* начинается регрессивная стадия. В разрезе р. Кожым нижняя граница подзоны *Early triangularis* проводится по первому появлению зонального вида *Palmatolepis triangularis* Sannemann в основании слоя с обр. 28а. Начало регрессивного цикла отмечается ниже в фазе *linguiformis* (обр. 24), где наблюдается резкая литологическая смена от черных аргиллитов к темно-серым микрослоистым известнякам. Таким образом, если считать трансгрессию в фазе *linguiformis* отражением глобального события Upper Kellwasser, то, учитывая эвстатическую природу и изохронность следов её проявления, можно предполагать, что основание конодонтовой подзоны *Early triangularis* в разрезе р. Кожым должно проходить ниже биостратиграфически установленной, в основании микрослоистых известняков (вероятно, в слое с обр. 26).

Выводы

Проведено комплексное исследование уникального разреза франского яруса западного склона Приполярного Урала, в котором содержится богатая и разнообразная фауна конодонтов. На основании их изучения установлена непрерывная последовательность стандартных конодонтовых зон от *Early falsiovalis* (нижний фран) до *Early triangularis* (нижний фамен). В пачке микрослоистых известняков по появлению зонального вида конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sannemann определена граница франского и фаменского ярусов. На этом уровне, кроме зонального вида, отмечено появление первых фаменских палматолепид *Palmatolepis quadratinodosalobata praeterita* Schulke, *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson et Mehl, *Palmatolepis clarki* Ziegler, *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann, а также важного для стратиграфии вида *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg et Dreesen. Изучение конодонтов позволило не только провести детальное биостратиграфическое расчленение, но и рассмотреть характер их изменения по разрезу, которое впоследствии послужило важной составляющей для выявления относительных изменений уровня моря. В основном, для биофациального анализа использовались ассоциации конодонтов с преобладанием таксонов *Ancyrodella*, *Mesotaxis* и *Palmatolepis*, которые свидетельствуют о достаточно большой глубине морского бассейна. В отдельные промежутки франского времени наблюдаются значительное уменьшение глубоководных конодонтов и существенный рост таксонов *Polygnathus*, которые свидетельствуют о понижении уровня моря.

Бассейн седиментации на протяжении франского времени представлял собой глубоководную впадину на шельфе с карбонатно-глинисто-кремнистым типом

осадконакопления. При повышении уровня моря формировались фоновые карбонатные илы с цельноскелетными остатками различных организмов, а также глинисто-кремнистые отложения, обогащенные ОВ. При понижении уровня в бассейн седиментации происходило поступление обломочного материала в виде глинистого осадка и карбонатных песков. Несмотря на преимущественно глубоководные условия формирования осадков, детальное литологическое изучение разреза франского яруса на р. Кожым позволило реконструировать относительные изменения уровня моря, которые совпадают с региональными и глобальными колебаниями.

На основании литературных и полученных данных для франского времени построен палеоландшафтный профиль, пересекающий внутришельфовую впадину, биогермные постройки бровки шельфа, континентальный склон и его подножие. Установлено, что наиболее раннее формирование доманикоидных отложений произошло в фазу Late falsiovalis в восточной части Михайловско-Вайгачской подзоны (Кожымский район). При продвижении на запад в сторону Шарьюского района наблюдается более позднее появление доманикоидных отложений (поздняя фаза punctata).

Изотопно-геохимические данные использованы в качестве дополнительных корреляционных маркеров при выявлении событийных рубежей. Резкие амплитуды отклонений наблюдаются в интервале событий Genundewa ($\delta^{13}\text{C} - 2,10\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} - 2,25\text{‰}$), Timan ($\delta^{13}\text{C} - 2,43\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} - 3,87\text{‰}$), Semichatovae ($\delta^{13}\text{C} - 3,50\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} - 1,65\text{‰}$) и Upper Kellwasser ($\delta^{13}\text{C} - 3,55\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} - 2,03\text{‰}$). В интервале событий Middlesex и Lower Kellwasser аномалий в значениях $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не выявлено. Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ с резкими амплитудами отклонений связаны с проявлениями событий, обусловленных повышенной биопродуктивностью при эвстатических трансгрессиях.

Проведен комплексный анализ проявления глобальных событий франского века в глубоководных отложениях р. Кожым. Выявлены следы шести глобальных геологических событий Genundewa, Timan, Middlesex, Semichatovae, Lower Kellwasser и Upper Kellwasser. Установленные биотические изменения, сопровождавшиеся увеличением таксономического разнообразия конодонтов или сокращением вплоть до полного их исчезновения, седиментологические признаки и изотопные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ – это следствие крупных трансгрессий, с которыми связано проявление этих глобальных геологических событий.

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания, к.г.-м.н. А.В. Журавлеву и к.г.-м.н. В.А. Салдину за консультации и ценные советы, а также руководителю группы изотопной геохимии В.Л. Андрееву и аналитику И.В. Смолевой за данные по изотопному (С, О) составу карбонатов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект N 16-35-00049).

Литература

Афанасьева М.С., Амон Э.О. Биостратиграфия и палеобиогеография радиолярий девона России. – М.: ПИН РАН, 2012. – 280 с.

Барсков И.С. Конодонты в современной геологии // Общая геология (Итоги науки и техники). – М.: ВИНТИ, 1985. – Т. 19. – С. 93–221.

Беляева Н.В., Петренко Е.Л., Москаленко К.А., Куранова Т.И. Перерывы в позднедевонском осадконакоплении Тимано-Печорского седиментационного бассейна // Геология девонской системы: материалы Международного симпозиума. – Сыктывкар, 2002. – С. 252–257.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра, 1968. – 226 с.

Груздев Д.А., Соболева М.А., Соболев Д.Б., Журавлев А.В. Франские отложения на р. Большая Надота (матяшорская толща) – стратиграфия и условия образования // Литосфера. – 2016. – № 6. – С. 97–116.

Дегенс Э.Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах // Карбонатные породы: физико-химическая характеристика и методы исследования. – М.: Мир, 1971. – Т. 2. – С. 141–153.

Деулин Ю.В. Конодонты и корреляция продуктивных на нефть верхнедевонских отложений Севера Тимано-Печорской провинции. – Архангельск: ИПП «Правда Севера», 2006. – 253 с.

Дмитриева Т.В., Еременко Н.М., Сокиран Е.В. Литофациальные и стратиграфические особенности доманиково-турнейского нефтегазоносного комплекса краевых мегапрогибов Тимано-Печорской плиты // Разведка и охрана недр. – 2014. – № 10. – С. 27–30.

Жерлыгин А.Л. Палинспастическая основа реконструкций палеогеографии девона на Северо-Востоке Печорского бассейна // Записки Горного института. – 2013. – Т. 200. – С. 210–215.

Кирилишина Е.М., Кононова Л.И. Конодонтовые биофации во франском бассейне юго-запада Московской синеклизы // Вестник Моск. Ун-та. – 2004. – № 2. – С. 32–40.

Кирилишина Е.М., Кононова Л.И., Карпова Е.В. Конодонтовые биофации, карбонатные микрофации и палеобатиметрический анализ верхнефранских и нижнефаменских отложений Воронежской антеклизы // Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: материалы 3-го Всероссийского совещания. – СПб: ВСЕГЕИ, 2012. – С. 110–113.

Киричкова А.И., Чижова В.А., Сташкова Э.К., Фортунатова Н.К., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия в нефтяной геологии: методология исследований и актуальные проблемы. Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т. 2. – <http://www.ngtp.ru/rub/2/007.pdf>

Кулешов В.Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 5. – С. 491–508.

Кулешов В.Н., Седаева, К.М. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 5. – С. 508–526.

Матвеева М.А. Зональное расчленение франских отложений разреза р. Кожым (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: материалы XVI Геологического съезда РК. – Сыктывкар: Геопринт, 2014. – Т. 2. – С.186–187.

Матвеева М.А. Конодонтовая характеристика франских отложений разреза р. Кожым (Западный склон Приполярного Урала) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2013. – № 7. – С.17–22.

Першина А.И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. - Л.: АН СССР, 1962. – 122 с.

Петросьянц М.А., Овнатанова Н.С., Мусина Г.В. Микрофоссилии в геологической

практике: их роль в определении обстановок древнего осадконакопления // Общая геология (Итоги науки и техники). – 1990. – Т. 27. – 160 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий (Отв. редактор А.И. Жамойда). - СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. – Вып. 38. – 131 с.

Природные резервуары нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции / Е.Л. Теплов, П.К. Костыгова, З.В. Ларионова, И.Ю. Беда, Е.Г. Довжикова, Т.И. Куранова, Н.И.Никонов, Е.Л. Петренко, Г.А. Шабанова // Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, ГУП РК ТП НИЦ. – СПб.: ООО «Реноме», 2011. – 286 с.

Пучков В.Н. Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.: Наука, 1979. - 260 с.

Силаев В.И., Хазов А.Ф. Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. – Сыктывкар: Геопринт, 2003. – 41 с. (Программы фундаментальных исследований РАН. Отчетная серия, № 3).

Соболева М.А. Биоразнообразие конодонтов во франском веке (опорный разрез р. Кожым, Приполярный Урал) // Современная микропалеонтология: труды XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания. – 2015. – С. 77–81.

Соболева М.А. Конодонтовые биофаии в разрезе франского яруса на р. Кожым (Приполярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 25-й научной конференции. – 2016а. - С. 171–175.

Соболева М.А. Конодонты и биостратиграфия франского яруса Приполярного и Полярного Урала // Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. – Сыктывкар: Геопринт, 2016б. – 23 с.

Соболева М.А. Роль биофациального анализа для установления трансгрессивно-регрессивных циклов и глобальных событий (на примере разреза франского яруса р. Косью) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 26-й научной конференции. – 2017. – С. 210–221.

Сокиран Е.В. Изотопно-геохимические особенности раковин брахиопод позднего девона Восточно-Европейской платформы // Вестник Ярославского регионального отделения РАЕН. – 2009. – Т. 3. – № 1. – С.57–61.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой): Объяснительная записка. Екатеринбург: Межвед. стратигр. комитет России, 1993. - 139 с.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории / Пер. с англ. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

Цыганко В.С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 356 с.

Цыганко В.С., Першина А.И., Юдина А.Б. К стратиграфии девона гряды Чернышева // Труды ИГ Коми фил. АН СССР. – 1985. – С. 17–26.

Шишкин М.А. Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала // Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. – Сыктывкар, 2003. – 20 с.

Юдина А.Б. Биостратиграфия и конодонты верхнего девона гряды Чернышева и Приполярного Урала // Автореферат дисс. к. г.-м. н. – Сыктывкар, 1999. – 18 с.

Юдина А.Б. Конодонты пограничных отложений франского и фаменского ярусов гряды Чернышева и Приполярного Урала. Сыктывкар // Труды ИГ Коми НИЦ УрО АН СССР. – 1989. – С. 32–40.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Соотношения изотопов углерода в стратифере и биосфере: четыре сценария // Биосфера. – 2010. – Т. 2. – С. 231–246.

Becker, R.T. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity // Systematic Association Special. – 1993. – V. 47. - P. 115–163.

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

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

Becker, R.T., House, M.R. Sea-level changes in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg.* – 1997. – V. 199. - P. 129–146.

Botz R., Stoffers P., Faber E., Tietze K. Isotope geochemistry of carbonate sediments from Lake Kivu (East-Central Africa) // *Chem. Geol.* – 1988. – V. 69. - № 3-4. – P. 299–308.

Buggisch, W., Joachimski, M.M. Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2006. – V. 240. - P. 68–88. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.046>

Da Silva, A.-C., Yans, J., Boulvain, F. Early-middle Frasnian (early Late Devonian) sedimentology and magnetic susceptibility of the Ardennes area (Belgium): identification of severe and rapid sea-level fluctuations // *Geologica Belgica.* – 2010. – V. 13. - P. 319–332.

Denayer, J., Poty, E. 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.* – 2010. – V. 13/3. - P. 197–212.

Devleeschouwer, X., Herbosch, A., Preat, A. Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2002. – V. 181. - P. 171–193. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00478-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00478-3)

Druce E.C. Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* – 1973. – N. 141. – P. 191–237.

Dunham R.J. Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture // *Classification of carbonate rocks* (ed. by W. E. Ham) // *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.* – 1962. – P. 108–121.

Girard, C., Renaud, S. Quantitative conodont-based approaches for correlation of the Late Devonian Kellwasser anoxic events // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2007. – V. 250. - P. 114–125. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.007>

Godderis, Y., Joachimski, M.M. Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2004. – V. 202. - P. 309–329. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00641-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00641-2)

Holmden, C., Braun, W.K., Patterson, W.P., Eglington B.M., Prokopiuk T.C., Whittaker S. Carbon isotope chemostratigraphy of Frasnian Sequences in Western Canada // *Saskatchewan Geol. Surv. Summ. Investig.* – 2006. – V.1. - P. 1–6.

House, M.R., Kirchgasser, W.T. Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of eastern North America // *High Resolution Stratigraphy. Geological Society Special Publication.* – 1993. – V.70. - P. 267–292. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.070.01.19>

House, M.R., Menner, V.V., Becker, R.T., Klapper, G., Ovnatanova, N.S., Kuzmin, V. Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the southern Timan (NE Russian Platform) // *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions.* – 2000. – V.178. - P. 147–176. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.178.01.11>

Jaffres J.B.D., Shields G.A., Wallmann K. The oxygen isotope evolution of sea water: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years: *Earth-Science Reviews.* – 2007. – V. 83. – P. 83–122. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.04.002>

Joachimski, M.M., Buggisch, W. Conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction // *Geology.* V. 30 (8). - P. 711–714. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0711:CAOSIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0711:CAOSIC>2.0.CO;2)

Joachimski, M.M., Pancost, R.D., Freeman, K.H., Ostertag-Henning, C., Buggisch, W. Carbon

isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. –2002. – V.181. - P. 91–109. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00474-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00474-6)

Johnson, J.G., Klapper, G., Sandberg, C.A. Devonian eustatic fluctuacion in Euramerica // *Geol. Soc. of America. Bulletin*. – 1985. – V. 96. - P. 567–587. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<567:DEFIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<567:DEFIE>2.0.CO;2)

Kasting J.F., Howard M.T., Wallmann K., Veizer J., Shields G., Jaffrés J. Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – V. 252. – P. 82–93. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.029>

Keith M.L., Weber J.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1964. – V. 28. – P. 1787–1816. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)

Klapper, G. The Montagne Noire frasnian (Upper Devonian) conodont succession // *Devonian of the world, volume III. Paleontology, paleoecology and biostratigraphy. Canada, 1988*. – Mem. 4. – P. 449–478.

Klapper, G., Feist, R., Becker, R.T., House, M.R. Definition of the Frasnian/Famennian Stage boundary // *Episodes* 16/4. – 1993. – P. 433–441.

Ma, X.-P., Wang, C.-Y., Racki, G., Racka, M. Facies and geochemistry across the Early-Middle Frasnian transition (Late Devonian) on South China carbonate shelf: Comparison with the Polish reference succession // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2008. – №269. - P. 130–151. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.034>

Morrow, J.R., Sandberg, C.A., Malkowski, K., Joachimski, M.M. Carbon isotope chemostratigraphy and precise dating of middle Frasnian (lower Upper Devonian) Alamo Breccia, Nevada, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2009. – V. 282. - P. 105–118. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.08.016>

Pisarzowska, A. Geochemia stabilnych izotopów węgla i tlenu na pograniczu dolnego ísrodkowego franu (dewon górný) na obszarze południowego szelfu Laurussii // Unpublished Ph.D. thesis, University of Silesia, Sosnowiec. – 2008. - 122 p.

Pisarzowska, A., Racki, G. Isotopic chemostratigraphy across the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) on the South Polish carbonate shelf: A reference for the global punctata Event // *Chemical Geology*. – 2012. - P. 199–220. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.034>

Pisarzowska, A., Sobstel, M., Racki, G. Conodont-based integrated event stratigraphy of the Early–Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf // *Acta Palaeontologica Polonica*. – 2006. – V. 51. - P. 609–646.

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

Racki, G., Piechota, A., Bond, D., Wignall, P. Geochemical and ecological aspects of lower Frasnian pyrite-ammonoid level at Kostomłoty (Holy Cross Mountains, Poland) // *Geological Quarterly*. – 2004. – V. 48. - P. 267–282.

Racki, G., Racka, M., Matyja, H., Devleeschouwer, X. The Frasnian/Famennian boundary in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2002. - V. 181. - P. 251–297. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00481-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00481-3)

Sandberg, C.A., Morrow, J.R., Ziegler, W. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions // *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geological Society of America Special Paper*. –2002. – V. 356. - P. 473–487.

Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R., Butler, J.L. Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes // *Contribution 1: Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. – 1988. – V. 102. - P. 263–307.

Savage N.M., Yudina A.B. Late Devonian (Frasnian) conodonts from the Timan-Pechora Basin, Russia // *Journal of the Grech Geological society*. – 2001. – 46/3-4. – P. 287–298.

Savage N.M., Yudina A.B. Late Devonian Syv'yu River Section, Timan-Pechora Basin, Northwestern Russia // *Bollettino della societa Paleontologica Italiana*. – 1998. – 37 (2-3). – P. 361–373.

Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan I.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulphur, hydrogen and nitrogen. In: *Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution*. – 1983. – P. 149–186.

Seddon G., Sweet W.C. An ecologic model for conodonts // *Journal of Paleontology*. – 1971. – N 45(5). – P. 869–880.

Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. – 1996. – P. 225–250.

Yans J., Corfield R.M., Racki G., Pr eat A. Evidence for a major perturbation of the carbon cycle in the Middle Frasnian punctata conodont Zone // *Geological Magazine*. – 2007. – V. 144. – P.263–270. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756806003037>

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

Zhuravlev A.V., Sokiran E.V., Evdokimova I.O., Dorofeeva L.A., Rusetskaya G.A., Malkowski R. Fauna and changes at the Early–Middle Frasnian boundary in the North–West of the East European Platform // *Acta Palaeontologica Polonica*. – 2006. – № 51 (4). – P. 747–758.

Ziegler W. Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bebeutung // *Abh. Hess. L.-Amt Bodenf.* – 1962. – № 38. – 166 p.

Ziegler W., Sandberg C.A. Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation // *Geol. Soc. America*. – 1984. – № 196. – P. 179–194.

Ziegler W., Sandberg C.A. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // *Cour. Forsch. - Inst. Senckenberg*. – 1990. – № 121. – 115 p.

Таблица I

Фиг. А. Известняк пелитоморфный с фрагментом раковины тентакулита (мадстоун, обр. 106/3); **Фиг. Б.** Известняк пелитоморфный с ооидными образованиями (вакстоун, обр. 108/105); **Фиг. В.** Известняк микрозернистый с биокластами (вакстоун, обр. 106/5); **Фиг. Г.** Известняк микрозернистый (будинированный) (мадстоун, обр. 106/25в); **Фиг. Д.** Известняк микрозернистый (будинированный) со сгустково-узорчатой структурой (мадстоун, обр. 106/1а); **Фиг. Е.** Известняк микрозернистый перекристаллизованный (псевдобрекчия) (вакстоун, обр. 107/11); **Фиг. Ж.** Известняк микрозернистый с прослоем тентакулит (вакстоун, обр. 108/104); **Фиг. З.** Известняк микрозернистый с ходом илоеда, заполненным тентакулитами (мадстоун, обр. 107/38); **Фиг. И.** Известняк микрозернистый микрослоистый (мадстоун, обр. 107/38); **Фиг. К.** Известняк микро-тонкозернистый с волнисто-прерывистой микрослоистостью (обр. 107/31); **Фиг. Л.** Известняк микро-мелкозернистый с сетчатой текстурой (мадстоун, обр. 107/87); **Фиг. М.** Известняк микро-мелкозернистый с прослоем биокластов (мадстоун, обр. 107/87).

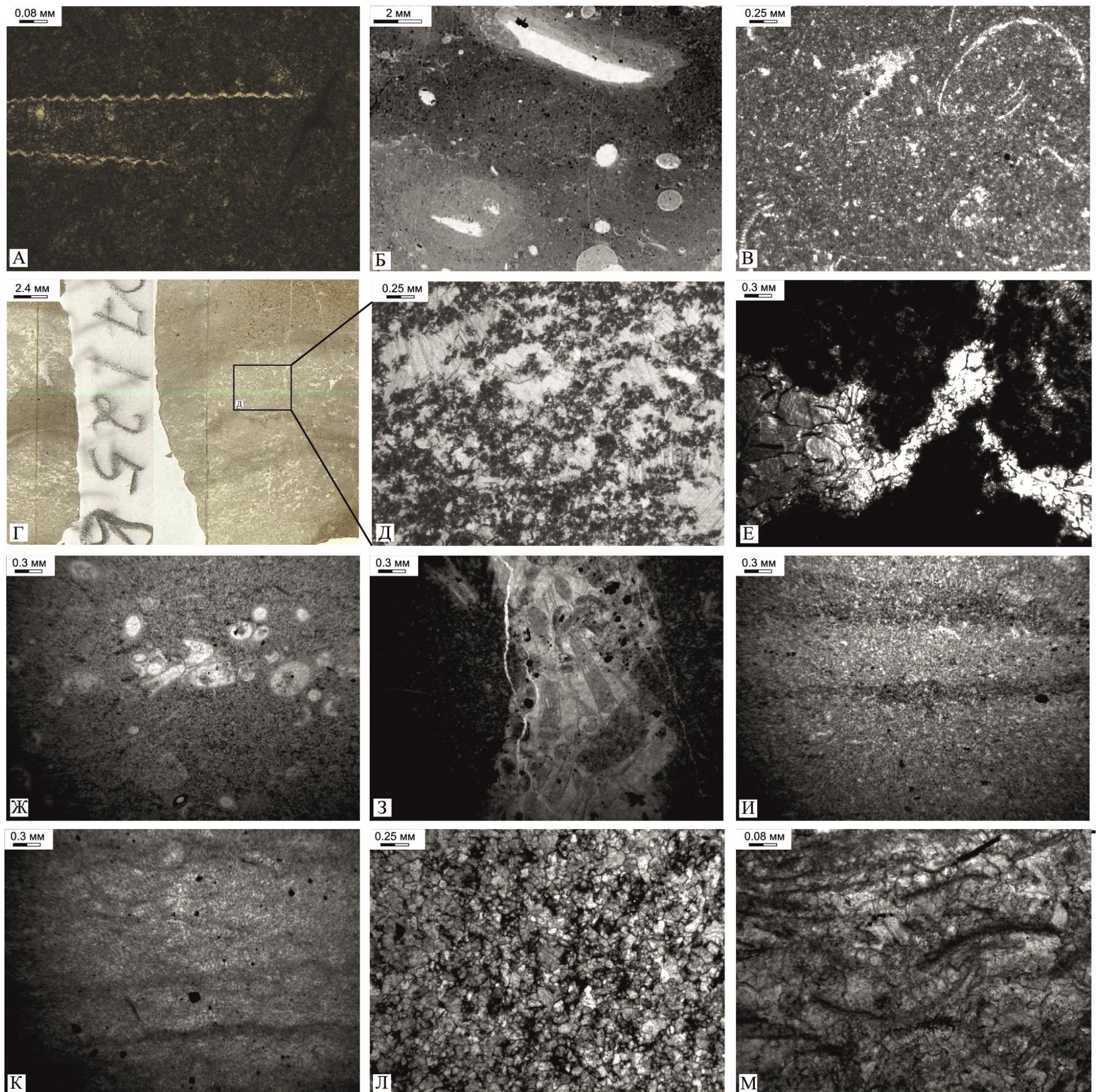
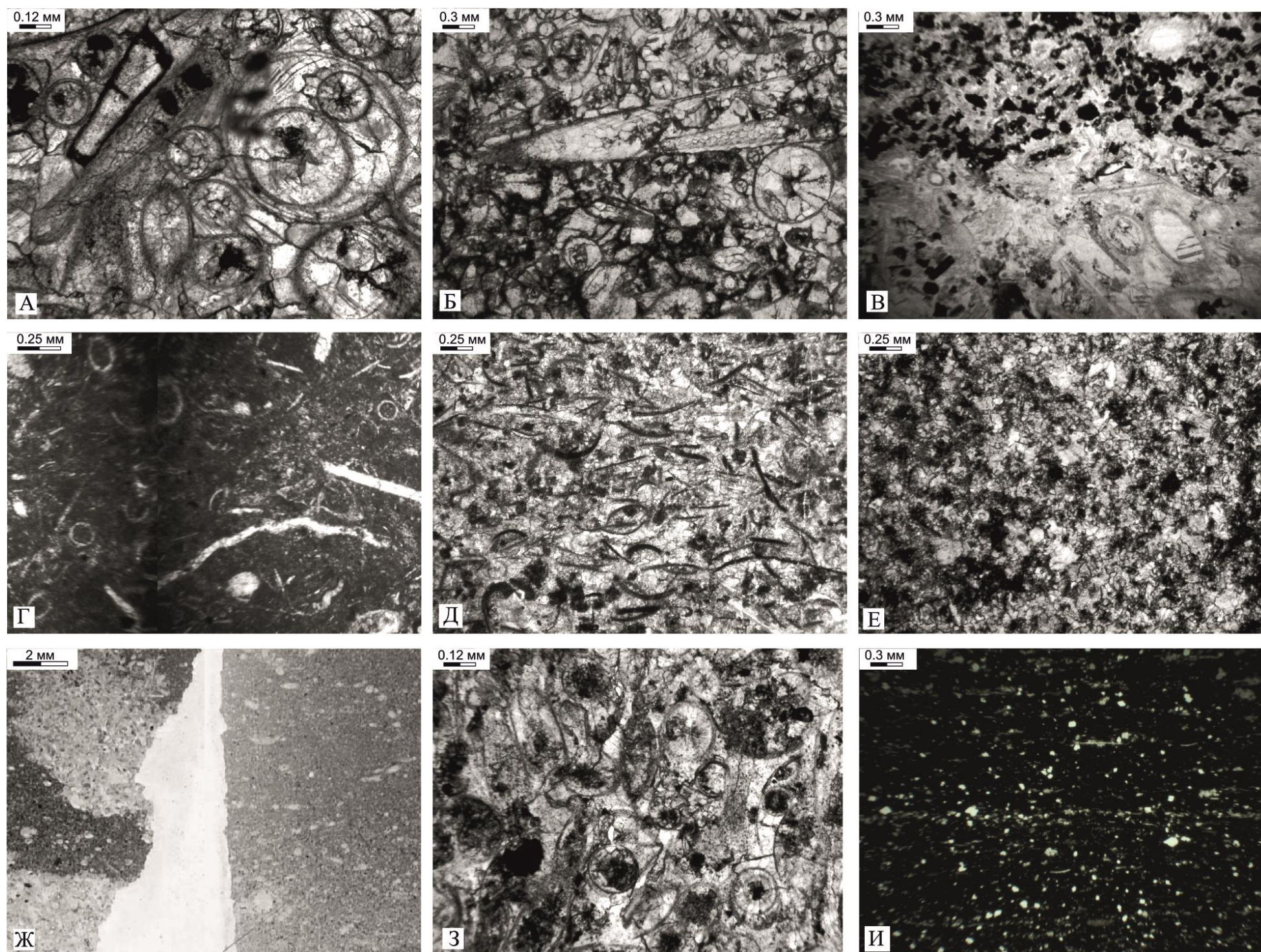
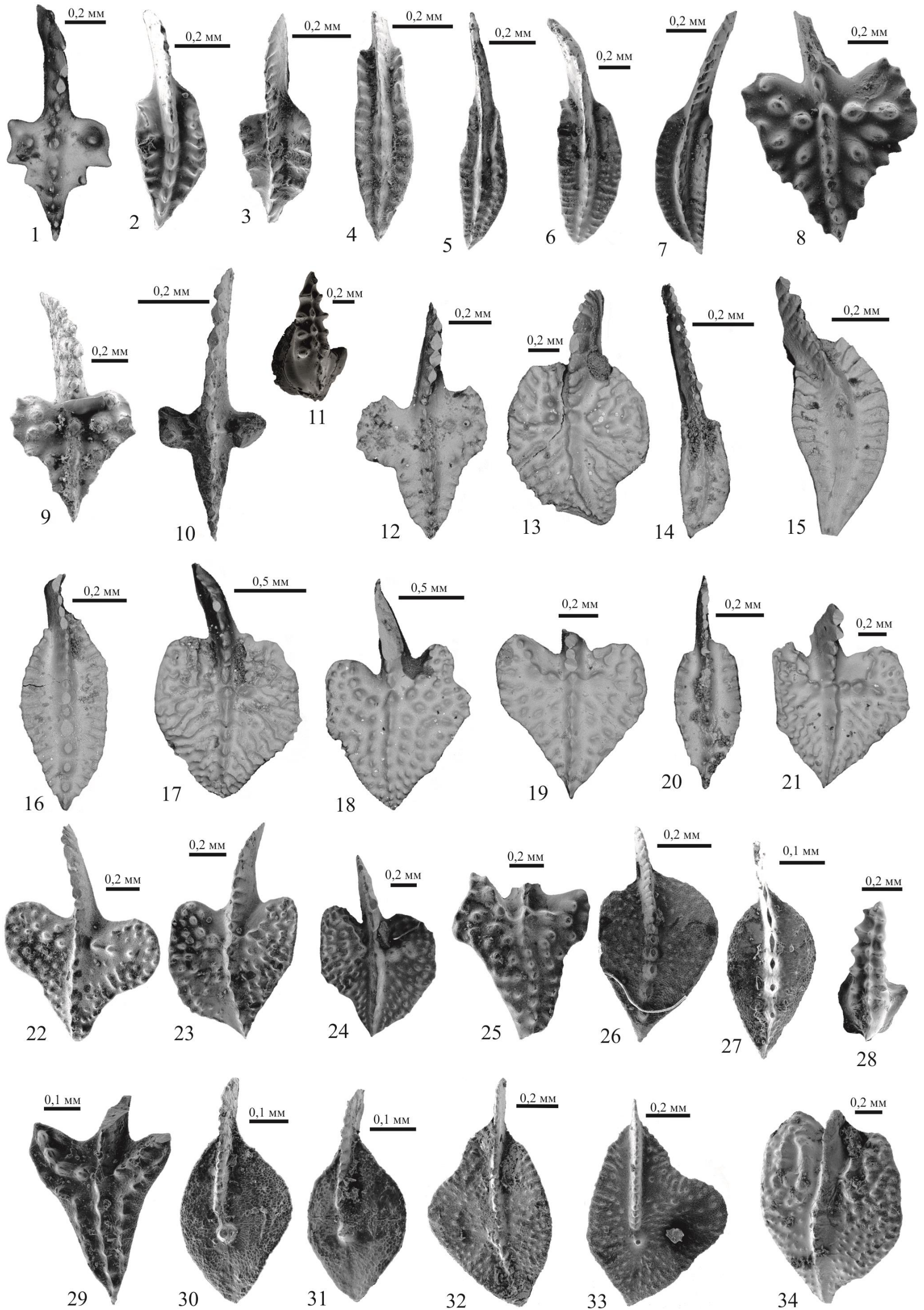


Таблица II

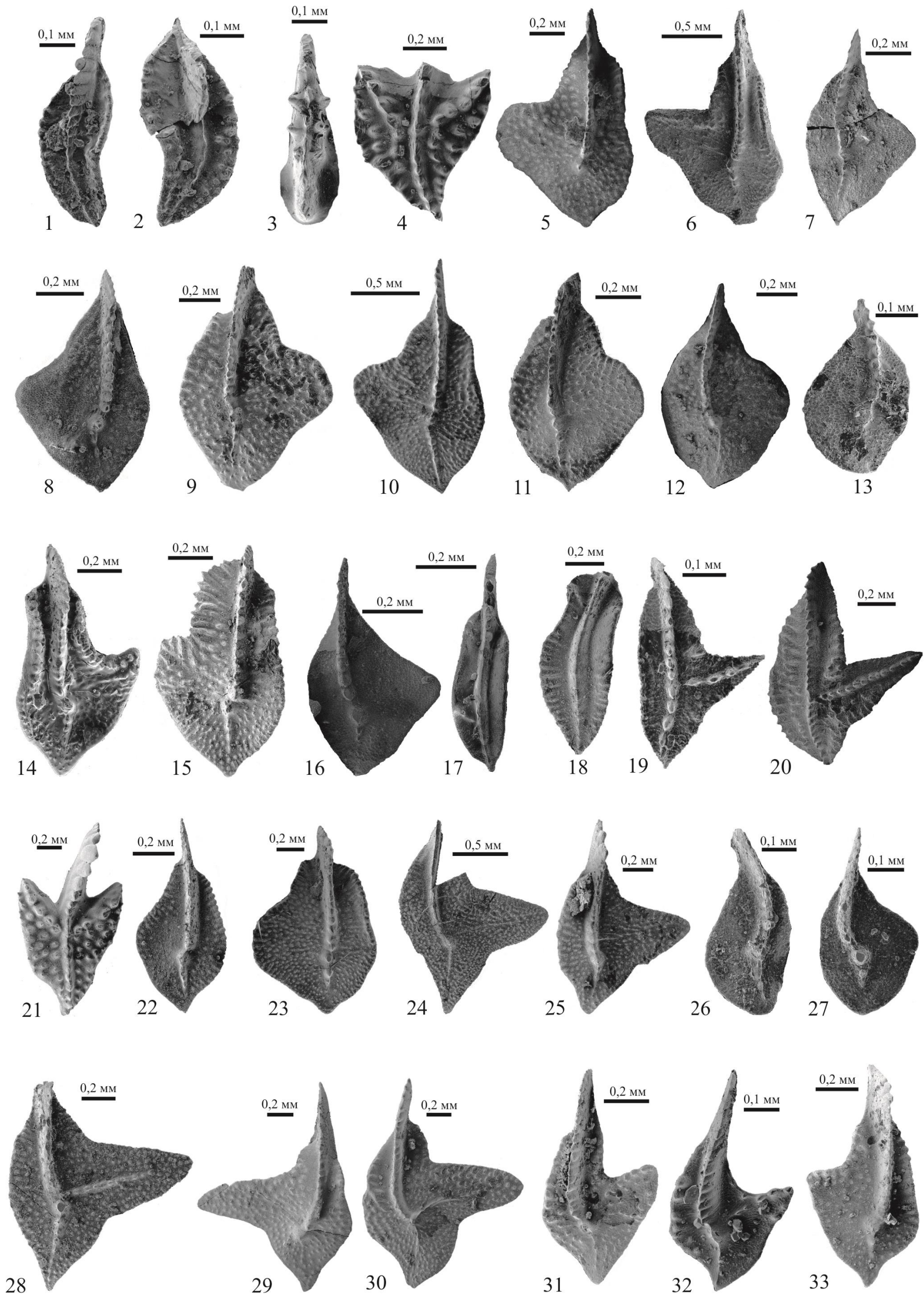
Фиг. А, Б. Известняк тентакулитовый (тентакулиты сложены конус-в-конус) (пакстоун, обр. 107/72, 107/70); **Фиг. В.** Известняк тентакулитовый с прослоем большого количества черного ОВ в виде вкрапленников (пакстоун, обр. 108/101); **Фиг. Г.** Известняк биокластовый (вакстоун, обр. 107/39); **Фиг. Д.** Известняк комковато-биокластовый (пакстоун, обр. 107/77); **Фиг. Е.** Известняк комковатый (пакстоун, обр. 107/75); **Фиг. Ж.** Известняк литокластовый (пакстоун, обр. 107/37); **Фиг. З.** Литокласты представлены тентакулитовым известняком (обр. 107/58); **Фиг. И.** Известняк кремнисто-глинисто-углеродистый (обр. 107/88).



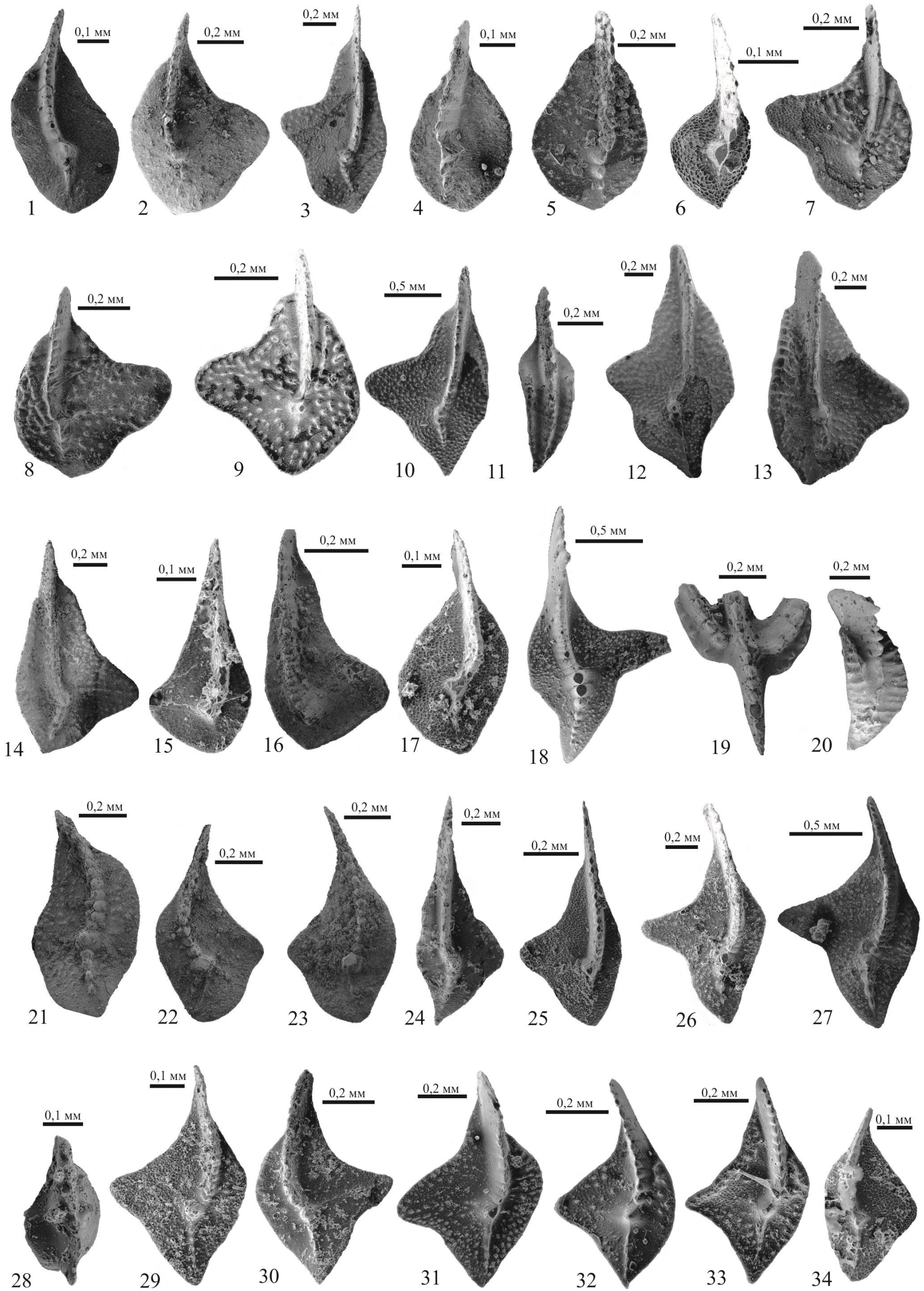
Фиг. 1, 10. *Ancyrodella binodosa* Uyeno, 1967, (1) экз. 492/11-1, обр. Ц153; (10) экз. 492/9-19, обр. 108/105; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 2-3.** *Polygnathus linguiformis weddigei* Clausen, Leuteritz et Ziegler, 1979, (2) экз. 492/9-4, (3) экз. 492/9-5, обр. 108/106; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 4-5.** *Polygnathus dubius* Hinde, 1879, (4) экз. 492/9-6, (5) экз. 492/9-8, обр. 108/106; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 6.** *Polygnathus foliatus* Bryant, 1921, экз. 492/9-7, обр. 108/106; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 7.** *Polygnathus decorosus* Stauffer, 1938, экз. 492/9-18, обр. 108/106; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 8-9.** *Ancyrodella soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck, 1989, (8) экз. 492/9-2, (9) экз. 492/9-3, обр. 108/106; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 11, 28.** *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, 1934, (11) экз. 492/9-1, обр. 108/106; (28) экз. 492/9-28, обр. 108/101; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 12, 29.** *Ancyrodella pramosica* Perri et Spalletta, 1981, (12) экз. 492/11-2, обр. Ц163; (29) экз. 492/8-15, обр. 107/80; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 13, 17.** *Ancyrodella* aff. *crobiensis* Kralick, 1994, (13) экз. 492/11-7, обр. Ц167; (17) экз. 492/11-16, обр. Ц179; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 14.** *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzmin, 1995, экз. 492/11-6, обр. Ц167; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 15.** *Polygnathus pennatus* Hinde, 1879, экз. 492/11-13, обр. Ц177; подзона Early falsiovalis; **Фиг. 16, 20.** *Polygnathus dengleri dengleri* (Bischoff et Ziegler, 1957), (16) экз. 492/11-15, обр. Ц177; подзона Early falsiovalis; (20) экз. 492/11-20, обр. Ц185; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 18.** *Ancyrodella rugosa* Branson et Mehl, 1934, экз. 492/11-17, обр. Ц179; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 19, 22.** *Ancyrodella alata* Glenister et Klapper, 1966, (19) экз. 492/11-18, обр. Ц179; (22) экз. 492/9-39, обр. 108/93; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 21, 23-24.** *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant, 1921), (21) экз. 492/11-21, обр. Ц187; (23) экз. 492/9-33, обр. 108/98; (24) экз. 492/9-23, обр. 108/101; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 25.** *Ancyrodella gigas* Youngquist, 1947, экз. 492/9-21, обр. 108/101; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 26.** *Mesotaxis asymmetricus* (Bischoff et Ziegler, 1957), экз. 492/9-41, обр. 108/91; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 27.** *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, 1989, экз. 492/9-32, обр. 108/98; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 30-31.** *Palmatolepis transitans* Muller, 1956, (30) экз. 492/8-21, обр. 107/77; (31) экз. 492/8-22, обр. 107/77; зона transitans; **Фиг. 32.** *Palmatolepis punctata* Hinde, 1879, экз. 492/8-40, обр. 107/65; зона punctata; **Фиг. 33.** *Palmatolepis bohémica* Klapper et Foster, 1993, экз. 492/8-43, обр. 107/58; зона hassi-jamieae; **Фиг. 34.** *Mesotaxis costaliformis* (Ji, 1986), экз. 492/8-12, обр. 107/83; подзона Late falsiovalis.



Фиг. 1-2. *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, 1969, (1) экз. 492/8-35, обр. 107/65; (2) экз. 492/8-36, обр. 107/63; зона punctata; **Фиг. 3.** *Icriodus interjectus* Kuzmin et Ovnatanova, 1993, экз. 492/8-13, обр. 107/83; подзона Late falsiovalis; **Фиг. 4, 21.** *Ancyrodella gigas* Youngquist, 1947, (4) экз. 492/9-63, обр. 107/51; (21) экз. 492/2-3, обр. 107/47; зона hassi-jamieae; **Фиг. 5-6, 14.** *Palmatolepis proversa* Ziegler, 1958, (5) экз. 492/9-77, обр. 107/48; (6) экз. 492/1-47, обр. 107/49; (14) экз. 492/2-5, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; **Фиг. 7-8.** *Palmatolepis hassi* Muller et Muller, 1956, (7) экз. 492/9-60, обр. 107/53; (8) экз. 492/1-53, обр. 107/49; зона hassi-jamieae; **Фиг. 9-10.** *Palmatolepis punctata* Hinde, 1879, (9) экз. 492/9-57, обр. 107/57; (10) экз. 492/9-70, обр. 107/50; зона hassi-jamieae; **Фиг. 11, 23.** *Palmatolepis plana* Ziegler et Sandberg, 1990, (11) экз. 492/1-43, обр. 107/49; (23) экз. 492/2-23, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; **Фиг. 12.** *Palmatolepis orbicularis* Ovnatanova et Kuzmin, 1991, экз. 492/9-78, обр. 107/48; зона hassi-jamieae; **Фиг. 13.** *Palmatolepis eureka* Ziegler et Sandberg, 1990, экз. 492/9-72, обр. 107/50; зона hassi-jamieae; **Фиг. 15.** *Palmatolepis domanicensis* Ovnatanova, 1976, экз. 492/9-96, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; **Фиг. 16.** *Palmatolepis kireevae* Ovnatanova, 1976, экз. 492/1-68, обр. 107/47; зона hassi-jamieae; **Фиг. 17.** *Polygnathus uchtensis* Ovnatanova et Kuzmin 1991, экз. 492/1-63, обр. 107/47; зона hassi-jamieae; **Фиг. 18.** *Polygnathus webbi* Stauffer, 1938, экз. 492/2-1, обр. 107/47; зона hassi-jamieae; **Фиг. 19.** *Ancyrognathus amana* Muller et Muller, 1957, экз. 492/2-33, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; **Фиг. 20.** *Ancyrognathus triangularis* Youngquist, 1945, экз. 492/9-90, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; **Фиг. 22.** *Palmatolepis* aff. *foliacea* Youngquist, 1945, экз. 492/9-83, обр. 107/47; зона hassi-jamieae; **Фиг. 24, 28.** *Palmatolepis mucronata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova 1996, (24) экз. 492/2-12, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; (28) экз. 492/2-50, обр. 18*; подзона Early rhenana; **Фиг. 25.** *Palmatolepis amplificata* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova 1996, экз. 492/9-99, обр. 107/42; подзона Early rhenana; **Фиг. 26.** *Palmatolepis ederi* Ziegler et Sandberg, 1990, экз. 492/2-38, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; **Фиг. 27.** *Palmatolepis timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, 1996, экз. 492/2-40, обр. 107/45; зона hassi-jamieae; **Фиг. 29-30.** *Palmatolepis brevis* Ziegler et Sandberg, 1990, (29) экз. 492/9-110, обр. 107/38; (30) экз. 492/9-125, обр. 107/34; подзона Early rhenana; **Фиг. 31-32.** *Palmatolepis barba* Ziegler et Sandberg, 1990, (31) экз. 492/9-115, обр. 107/39; (32) экз. 492/9-126, обр. 107/34; подзона Early rhenana; **Фиг. 33.** *Palmatolepis luscarensis* Klapper, 1993, экз. 492/9-105, обр. 107/39; подзона Early rhenana.



Фиг. 1. *Palmatolepis ederi* Ziegler et Sandberg, 1990, экз. 492/2-73, обр. 107/39; подзона Early rhenana; **Фиг. 2.** *Palmatolepis orbicularis* Ovnatanova et Kuzmin, 1991, экз. 492/9-113, обр. 107/38; подзона Early rhenana; **Фиг. 3.** *Palmatolepis ljaschenkoae* Ovnatanova, 1976, экз. 492/9-112, обр. 107/38; подзона Early rhenana; **Фиг. 4.** *Palmatolepis kozhimensis* Savage et Yudina, 2001, экз. 492/9-116, обр. 107/39; подзона Early rhenana; **Фиг. 5.** *Palmatolepis foliacea* Youngquist, 1945, экз. 492/2-83, обр. 12*; подзона Early rhenana; **Фиг. 6.** *Palmatolepis elegantula* Wang et Ziegler, 1983, экз. 492/2-60, обр. 18*; подзона Early rhenana; **Фиг. 7-9.** *Palmatolepis semichatovae* Ovnatanova, 1976, (7) экз. 492/9-129, обр. 107/26, (8) экз. 492/2-85, обр. 6*; (9) экз. 492/9-140, обр. 107/24а; подзона Early rhenana; **Фиг. 10, 26-27.** *Palmatolepis rhenana nasuta* Muller, 1956, (10) экз. 492/2-66, обр. 18*; (26) экз. 492/10-30, (27) экз. 492/10-32, обр. 106/23; подзона Early rhenana; **Фиг. 11.** *Polygnathus lodinensis* Polsler, 1969, экз. 492/5-50, обр. 32**; подзона Early rhenana; **Фиг. 12.** *Palmatolepis orlovi* Khrustcheva et Kuzmin, 1996, экз. 492/5-28, обр. 27**; подзона Late rhenana; **Фиг. 13.** *Palmatolepis subrecta* Miller et Youngquist, 1947, экз. 492/5-24, обр. 27**; подзона Late rhenana; **Фиг. 14.** *Palmatolepis jamieae* Ziegler et Sandberg, 1990, экз. 492/3b-68, обр. 4**; подзона Late rhenana; **Фиг. 15-16.** *Palmatolepis juntionensis* Han, 1987, (15) экз. 492/10-2а, обр. 106/2а, подзона Late rhenana; (16) экз. 492/3b-25, обр. 1***; зона linguiformis; **Фиг. 17.** *Palmatolepis eureka* Ziegler et Sandberg, 1990, экз. 492/10-6, обр. 106/2а; подзона Late rhenana; **Фиг. 18.** *Palmatolepis rhenana rhenana* Bischoff, 1956, экз. 492/10-3, обр. 106/2а; подзона Late rhenana; **Фиг. 19.** *Ancyrodella ioides* Ziegler, 1958, экз. 492/3b-69, обр. 4**; подзона Late rhenana; **Фиг. 20.** *Polygnathus brevis* Miller et Youngquist, 1947, экз. 492/4-22, обр. 7**; подзона Late rhenana; **Фиг. 21.** *Palmatolepis linguiformis* Muller, 1956, экз. 492/3b-5, обр. 1***; зона linguiformis; **Фиг. 22-23.** *Palmatolepis zhuravlevi* Soboleva, 2017, (22) экз. 492/3b-7, (23) экз. 492/3b-9, обр. 1***; зона linguiformis; **Фиг. 24.** *Palmatolepis gigas extensa* Ziegler et Sandberg, 1990, экз. 492/10-26, обр. 106/23; зона linguiformis; **Фиг. 25.** *Palmatolepis nicolli* Klapper, 2007, экз. 492/10-28, обр. 106/23; зона linguiformis; **Фиг. 28.** *Icriodus atternatus helmsi* Sandberg et Dreesen, 1984, экз. 492/10-35, обр. 106/28а; подзона Early triangularis; **Фиг. 29-30.** *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1955, (29) экз. 492/10-33, (30) экз. 492/10-37, обр. 106/28а; подзона Early triangularis; **Фиг. 31.** *Palmatolepis quadrantinodosalobata praeterita* Shulke, 1995, экз. 492/10-42, обр. 106/29; подзона Early triangularis; **Фиг. 32-33.** *Palmatolepis clarki* Ziegler, 1962, (32) экз. 492/10-46, обр. 106/29, (33) экз. 492/10-52, обр. 106/33; подзона Early triangularis; **Фиг. 34.** *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson et Mehl, 1934, экз. 492/10-49, обр. 106/30b; подзона Early triangularis.



Soboleva M.A., Sobolev D.B., Matveeva N.A.

Federal State Budgetary Institute of Science; acad. N.P. Yushkin Komi Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (FGBUN IG Komi Scientific Center UB RAS), Syktyvkar, Russia, matusha.888@mail.ru

FRASNIEN SECTION ON THE KOZHYM RIVER (THE WESTERN SLOPE OF POLAR URALS) - RESULTS OF BIOSTRATIGRAPHIC, BIO- AND LITHOFACIES, ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL STUDIES

The results of biostratigraphic, bio-, lithofacial and isotope-geochemical studies of a unique section of the Frasnien stage of the western slope of the Subpolar Urals are presented. The section contains a rich and diverse fauna of conodonts, on the basis of which a continuous sequence of standard conodontic zones is established from Early falsiovalis (Lower Frasnien) to Early triangularis (Lower Famennien).

*Dedicated associations of conodonts with the predominance of deepwater taxa *Ancyrodella*, *Mesotaxis* and *Palmatolepis* not only allowed detailed biostratigraphic subdivision of the section, but also served as indicators of sea level changes. The basin of sedimentation during the Frasnien time was a deep-water basin on the shelf with a carbonate-clay-siliceous type of sedimentation. Despite the predominantly deep-water conditions of sedimentation, relative sea level changes were reconstructed on the basis of the obtained bio- and lithofacies data, which are compared with regional and global fluctuations.*

Isotope-geochemical analysis showed a non-uniform distribution of $\delta^{13}C$ (from -3.1 to +3.5‰) and $\delta^{18}O$ (from +19.6 to +28.1‰) in the section, with numerous positive and negative excursions, which indicates repeated changes in the conditions of sedimentation. High values of $\delta^{13}C$ with sharp amplitudes of deviations are associated with manifestations of events caused by increased bioproductivity during transgressions.

As a result of the carried out researches in the section of the western slope of the Subpolar Urals, traces of six Frasnien global geological events have been revealed: Genundewa, Timan, Middlesex, Semichatovae, Lower Kellwasser and Upper Kellwasser. Established biotic changes, accompanied by an increase in the taxonomic diversity of conodonts or a reduction to the point of complete extinction, sedimentological signs and anomalies of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ are a consequence of the large transgressions that are associated with the manifestation of these global geological events

Keywords: *isotope composition of carbon and oxygen, conodontic biofacies, global events, Frasnien sedimentation conditions, Kozhym River, Subpolar Urals.*

References

Afanas'eva M.S., Amon E.O. *Biostratigrafiya i paleobiogeografiya radiolyariy devona Rossii* [Biostratigraphy and paleobiogeography Devonian radiolarians Russia]. Moscow: PIN RAN, 2012, 280 p.

Barskov I.S. *Konodonty v sovremennoy geologii* [Conodonts in modern geology]. Obshchaya geologiya (Itogi nauki i tekhniki). Moscow: VINITI, 1985, vol. 19, p. 93–221.

Becker, R.T. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. *Systematic Association Special*. 1993. V. 47. P. 115–163.

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

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

Becker, R.T., House, M.R. Sea-level changes in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 1997. V. 199. P. 129–146.

Belyaeva N.V., Petrenko E.L., Moskalenko K.A., Kuranova T.I. *Pereryvy v pozdnedevonskom osadkonakoplenii Timano-Pechorskogo sedimentatsionnogo basseyna* [Breaks in the Late Devonian sedimentation of Timan-Pechora sedimentary basin]. *Geologiya devonskoy sistemy: materialy*

Mezhdunarodnogo simpoziuma. Syktyvkar, 2002, p. 252–257.

Botz R., Stoffers P., Faber E., Tietze K. Isotope geochemistry of carbonate sediments from Lake Kivu (East-Central Africa). *Chem. Geol.* 1988. V. 69. No. 3-4. P. 299–308.

Buggisch, W., Joachimski, M.M. Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, vol. 240, p. 68–88. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.046>

Da Silva, A.-C., Yans, J., Boulvain, F. Early-middle Frasnian (early Late Devonian) sedimentology and magnetic susceptibility of the Ardennes area (Belgium): identification of severe and rapid sea-level fluctuations. *Geologica Belgica*. 2010. V. 13. P. 319–332.

Degens E.T. *Raspredelenie ustoychivyykh izotopov v karbonatakh* [Distribution of stable isotopes in carbonates]. *Karbonatnye porody: fiziko-khimicheskaya kharakteristika i metody issledovaniya*. Moscow: Mir, 1971, vol. 2, p. 141-153.

Denayer, J., Poty, E. 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*. 2010. V. 13/3. P. 197–212.

Deulin Yu.V. *Konodonty i korrelyatsiya produktivnykh na neft' verkhnedevonskikh otlozheniy Severa Timano-Pechorskoy provintsii* [Conodonts and correlation of the Upper Devonian oil producing deposits, northern Timan-Pechora]. Arkhangel'sk: IPP «Pravda Severa», 2006, 253 p.

Devleeschouwer, X., Herbosch, A., Preat, A. Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 181. P. 171–193. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00478-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00478-3)

Dmitrieva T.V., Eremenko N.M., Sokiran E.V. *Litofatsial'nye i stratigraficheskie osobennosti domanikovo-turneyskogo neftegazonosnogo kompleksa kraevykh megaprogibov Timano-Pechorskoy plity* [Lithofacial and stratigraphic features of the Dominik-Tournaisian petroleum bearing accumulation of marginal mega fore deep of the Timan-Pechora Plate]. *Razvedka i okhrana nedr*, 2014, no. 10, p. 27–30.

Druce E.C. Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1973. N. 141. P. 191–237.

Dunham R.J. Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. *Classification of carbonate rocks* (ed. by W. E. Ham). Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1962. P. 108–121.

For G. *Osnovy izotopnoy geologii* [Fundamentals of isotope geology]. Per. s angl. Moscow: Mir, 1989, 590 p.

Galimov E.M. *Geokhimiya stabil'nykh izotopov ugleroda* [Geochemistry of stable carbon isotopes]. Moscow: Nedra, 1968, 226 p.

Girard, C., Renaud, S. Quantitative conodont-based approaches for correlation of the Late Devonian Kellwasser anoxic events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 250. P. 114–125. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.007>

Godderis, Y., Joachimski, M.M. Global change in the Late Devonian: modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 202. P. 309–329. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00641-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00641-2)

Gruzdev D.A., Soboleva M.A., Sobolev D.B., Zhuravlev A.V. *Franskiye otlozheniya na r. Bol'shaya Nadota (matyashorskaya tolshcha) – stratigrafiya i usloviya obrazovaniya* [The Frasnian deposits on the river. Bolshaya Nadota (Matyashorskaya strata) - stratigraphy and conditions of sedimentation]. *Litosfera*, 2016, no. 6, p. 97–116.

Holmden, C., Braun, W.K., Patterson, W.P., Eglinton B.M., Prokopiuk T.C., Whittaker S. Carbon isotope chemostratigraphy of Frasnian Sequences in Western Canada. *Saskatchewan Geol. Surv. Summ. Investig.* 2006. V.1. P. 1–6.

House, M.R., Kirchgasser, W.T. Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of eastern North America. *High Resolution Stratigraphy*. Geological Society Special Publication. 1993. V.70. P. 267–292. DOI:

<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.070.01.19>

House, M.R., Menner, V.V., Becker, R.T., Klapper, G., Ovnatanova, N.S., Kuzmin, V. Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the southern Timan (NE Russian Platform). Carbonate Platform Systems: Components and Interactions. 2000. V.178. P. 147–176. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.178.01.11>

Jaffres J.B.D., Shields G.A., Wallmann K. The oxygen isotope evolution of sea water: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years: Earth-Science Reviews. 2007. V. 83. P. 83–122. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.04.002>

Joachimski, M.M., Buggisch, W. Conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. Geology. 2002. V. 30 (8). P. 711–714. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0711:CAOSIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0711:CAOSIC>2.0.CO;2)

Joachimski, M.M., Pancost, R.D., Freeman, K.H., Ostertag-Henning, C., Buggisch, W. Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. V.181. P. 91–109. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00474-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00474-6)

Johnson, J.G., Klapper, G., Sandberg, C.A. Devonian eustatic fluctuacion in Euramerica. Geol. Soc. of America. Bulletin. 1985. V. 96. P. 567–587. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<567:DEFIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<567:DEFIE>2.0.CO;2)

Kasting J.F., Howard M.T., Wallmann K., Veizer J., Shields G., Jaffrés J. Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater. Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 252. P. 82–93. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.029>

Keith M.L., Weber J.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 1787–1816. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)

Kirichkova A.I., Chizhova V.A., Stashkova E.K., Fortunatova N.K., Shurygin B.N. *Stratigrafiya v neftyanoy geologii: metodologiya issledovaniy i aktual'nye problem* [Oil geology stratigraphy: research methodology and current issues]. Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika, 2007, vol. 2, available at: <http://www.ngtp.ru/rub/2/007.pdf>

Kirilishina E.M., Kononova L.I. *Konodontovye biofatsii vo franskom bassejne yugo-zapada Moskovskoy sineklizy* [Conodont biofacies in Frasnien basin southwest of the Moscow syneclise]. Vestnik Mosk. Un-ta, 2004, no. 2, p. 32–40.

Kirilishina E.M., Kononova L.I., Karpova E.V. *Konodontovye biofatsii, karbonatnye mikrofatsii i paleobatimetriceskiy analiz verkhnefranskikh i nizhnefamenskikh otlozheniy Voronezhskoy anteklizy* [Conodontic biofacies, carbonate microfacies and paleobathimetric analysis of Upper-Frasnien and Lower-Famennien section of Voronezh antecline]. Verkhniy paleozoy Rossii: regional'naya stratigrafiya, paleontologiya, geo- i biosobytiya: materialy 3-go Vserossiyskogo soveshchaniya. St. Petersburg: VSEGEI, 2012, p. 110–113.

Klapper, G. The Montagne Noire frasnian (Upper Devonian) conodont succession. Devonian of the world, volume III. Paleontology, paleoecology and biostratigraphy. Canada, 1988. Mem. 4. P. 449–478.

Klapper, G., Feist, R., Becker, R.T., House, M.R. Definition of the Frasnian/Famennian Stage boundary. Episodes 16/4. 1993. P. 433–441.

Kuleshov V.N. *Evolyuetsiya izotopnykh uglekislotno-vodnykh sistem v litogeneze. Soobshchenie 1. Sedimentogenez i diagenез* [Evolution of isotope carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Sedimentogenesis and diagenesis]. Litologiya i poleznye iskopaemye, 2001, no. 5, p. 491–508.

Kuleshov V.N., Sedaeva, K.M. *Geokhimiya izotopov ($\delta^{13}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$) i usloviya obrazovaniya verkhnekazanskikh karbonatnykh otlozheniy Volgo-Vyatskogo mezhdurech'ya* [The geochemistry of isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and the conditions for the formation of the Upper-Kazanian carbonate deposits of the Volga-Vyatka interfluve]. Litologiya i poleznye iskopaemye, 2009, no. 5, p. 508–526.

Ma, X.-P., Wang, C.-Y., Racki, G., Racka, M. Facies and geochemistry across the Early-Middle Frasnian transition (Late Devonian) on South China carbonate shelf: Comparison with the Polish

reference succession. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. No. 269. P. 130–151. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.034>

Matveeva M.A. *Konodontovaya kharakteristika franskikh otlozheniy razreza r. Kozhym (Zapadnyy sklon Pripolyarnogo Urala)* [Conodont characteristics of the Frasnian deposits of the section Kozhym River (Western slope of the Subpolar Urals)]. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*. 2013, no. 7, p. 17–22.

Matveeva M.A. *Zonal'noe raschlenenie franskikh otlozheniy razreza r. Kozhym (Pripolyarnyy Ural)* [Zonal subdivision of the Frasnian deposits of the section Kozhym River (Subpolar Urals)]. *Geologiya i mineral'nye resursy evropeyskogo severo-vostoka Rossii: materialy XVI Geologicheskogo s"ezda RK*. Syktyvkar: Geoprint, 2014, vol. 2, p. 186–187.

Morrow, J.R., Sandberg, C.A., Malkowski, K., Joachimski, M.M. Carbon isotope chemostratigraphy and precise dating of middle Frasnian (lower Upper Devonian) Alamo Breccia, Nevada, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V. 282. P. 105–118. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.08.016>

Pershina A.I. *Siluriyskie i devonskie otlozheniya gryady Chernysheva* [Silurian and Devonian deposits of the Chernyshev ridge]. Leningrad: AN SSSR, 1962, 122 p.

Petros'yants M.A., Ovnatanova N.S., Musina G.V. *Mikrofossilii v geologicheskoy praktike: ikh rol' v opredelenii obstanovok drevnego osadkonakopleniya* [Microfossils in geological practice: their role in determining the environments of paleosedimentation]. *Obshchaya geologiya (Itogi nauki i tekhniki)*. 1990, vol. 27, 160 p.

Pisarzowska, A. Geochemia stabilnych izotopów węgla i tlenu na pograniczu dolnego łożyskowego franu (devon górny) na obszarze południowego szelfu Laurussii. Unpublished Ph.D. thesis, University of Silesia, Sosnowiec, 2008. 122 p.

Pisarzowska, A., Racki, G. Isotopic chemostratigraphy across the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) on the South Polish carbonate shelf: A reference for the global punctata Event. *Chemical Geology*. 2012. P. 199–220. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.034>

Pisarzowska, A., Sobstel, M., Racki, G. Conodont-based integrated event stratigraphy of the Early–Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeontologica Polonica*. 2006. V. 51. P. 609–646.

Postanovleniya Mezhdedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta Rossii i ego postoyannykh komissiy [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia and its standing commissions]. *Otv. redaktor A.I. Zhamoyda*. St. Petersburg: VSEGEI, 2008, no. 38, 131 p.

Prirodnye rezervuary neftegazonosnykh kompleksov Timano-Pechorskoy provintsii [Reservoirs of oil and gas bearing accumulations of the Timan-Pechora Province]. E.L. Teplov, P.K. Kostygova, Z.V. Larionova, I.Yu. Beda, E.G. Dovzhikova, T.I. Kuranova, N.I. Nikonov, E.L. Petrenko, G.A. Shabanova. Ministerstvo prirodnnykh resursov i okhrany okruzhayushchey sredy Respubliki Komi, GUP RK TP NITs, St. Petersburg: OOO «Renome», 2011, 286 p.

Puchkov V.N. *Batial'nye komplekсы passivnykh okrain geosinklinal'nykh oblastey* [Bathyal sequences of passive margins of geosynclinal regions]. Moscow: Nauka, 1979. - 260 p.

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

Racki, G., Piechota, A., Bond, D., Wignall, P. Geochemical and ecological aspects of lower Frasnian pyrite-ammonoid level at Kostomłoty (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Quarterly*. 2004. V. 48. P. 267–282.

Racki, G., Racka, M., Matyja, H., Devleeschouwer, X. The Frasnian/Famennian boundary in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 181. P. 251–297. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00481-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00481-3)

Sandberg, C.A., Morrow, J.R., Ziegler, W. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America Special Paper. 2002. V. 356. P. 473–487.

Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R., Butler, J.L. Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. Contribution 1: Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1988. V. 102. P. 263–307.

Savage N.M., Yudina A.B. Late Devonian (Frasnian) conodonts from the Timan-Pechora Basin, Russia. Journal of the Grech Geological society. 2001. 46/3-4. P. 287–298.

Savage N.M., Yudina A.B. Late Devonian Syv'yu River Section, Timan-Pechora Basin, Northwestern Russia. Bollettino della societa Paleontologica Italiana. 1998. 37 (2-3). P. 361–373.

Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan I.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulphur, hydrogen and nitrogen. In: Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution. 1983. P. 149–186.

Seddon G., Sweet W.C. An ecologic model for conodonts. Journal of Paleontology. 1971. N 45(5). P. 869–880.

Shishkin M.A. *Geologiya zony sochleneniya Eletsikh i lemvinskikh fatsiy na zapadnom sklone Polyarnogo Urala* [Geology of the junction zone of Elets and Lemvin facies on the western slope of the Polar Urals]. Synopsis of the dissertation for the degree of Candidate of Geological and Mineralogical Sciences. Syktyvkar, 2003, 20 p.

Silaev V.I., Khazov A.F. *Izotopnoe disproportcionirovanie karbonatnogo ugleroda v protsessakh gipergenno-ekzogennoy peregrupirovki veshchestva zemnoy kory* [Isotope disproportionation of carbonate carbon in the processes of hypergenic-exogenous rearrangement of the crustal matter]. Syktyvkar: Geoprint, 2003, 41 p. (Programmy fundamental'nykh issledovaniy RAN. Otchetnaya seriya, N 3).

Soboleva M.A. *Bioraznoobrazie konodontov vo franskom veke (opornyy razrez r. Kozhym, Pripolyarnyy Ural)* [Biodiversity of conodonts in the Frasnien stage (reference section on the Kozhym River, Subpolar Urals)]. *Sovremennaya mikropaleontologiya: trudy XVI Vserossiyskogo mikropaleontologicheskogo soveshchaniya*, 2015, p. 77–81.

Soboleva M.A. *Konodontovye biofatsii v razreze franskogo yarusa na r. Kozhym (Pripolyarnyy Ural)* [Conodontic biofacies in the section of the Frasnien stage on the Kozhym River (Subpolar Urals)]. *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta: materialy 25-y nauchnoy konferentsii*, 2016a, p. 171–175.

Soboleva M.A. *Konodonty i biostratigrafiya franskogo yarusa Pripolyarnogo i Polyarnogo Urala* [Conodonts and biostratigraphy of the Frasnien stage of the Subpolar and Polar Urals]. Avtoreferat diss. na soisk. uch. step. k. g.-m. n. Syktyvkar: Geoprint, 2016b, 23 p.

Soboleva M.A. *Rol' biofatsial'nogo analiza dlya ustanovleniya transgressivno-regressivnykh tsiklov i global'nykh sobytii (na primere razreza franskogo yarusa r. Kos'yu)* [The role of biofacial analysis for the establishment of transgressive regressive cycles and global events (for example, the section of the Frasnien stage on the Kos'yu River)]. *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta: materialy 26 nauchnoy konferentsii*, 2017, p. 210–221.

Sokiran E.V. *Izotopno-geokhimicheskie osobennosti rakovin brachiopod pozdnego devona Vostochno-Evropeyskoy platformy* [Isotope-geochemical features of the brachiopod shells of the late Devonian of the East European Platform]. *Vestnik Yaroslavskogo regional'nogo otdeleniya RAEN*, 2009, vol. 3, no. 1, p. 57–61.

Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembriy, paleozoy): Ob'yasnitel'naya zapiska [Stratigraphic charts of the Urals (Precambrian, Paleozoic): Explanatory note]. Ekaterinburg: Mezhd. stratigr. komitet Rossii, 1993, 139 p.

Tsyganko V.S. *Devon zapadnogo sklona severa Urala i Pay-Khoya (stratigrafiya, printsipy raschleneniya, korrelyatsiya)* [Devon of the western slope of the north of the Urals and Pai-Khoi (stratigraphy, principles of subdivision, correlation)]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2011, 356 p.

Tsyganko V.S., Pershina A.I., Yudina A.B. *K stratigrafii devona gryady Chernysheva* [The stratigraphy of the Devonian ridge Chernyshev]. *Trudy IG Komi fil. AN SSSR*, 1985, p. 17–26.

Wilson Dzh.L. *Karbonatnye fatsii v geologicheskoy istorii* [Carbonate facies in geological history]. Per. s angl. Moscow: Nedra, 1980, 463 p.

Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous. Global events and event

stratigraphy in the Phanerozoic. 1996. P. 225–250.

Yans J., Corfield R.M., Racki G., Pr at A. Evidence for a major perturbation of the carbon cycle in the Middle Frasnian punctata conodont Zone. *Geological Magazine*. 2007. V. 144. P. 263–270. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756806003037>

Yudina A.B. *Biostratigrafiya i konodonty verkhnego devona gryady Chernysheva i Pripolyarnogo Urala* [Biostratigraphy and conodonts of the Upper Devonian ridge of Chernyshev and the Subpolar Urals]. Avtoreferat diss. k. g.-m. n. Syktyvkar, 1999, 18 p.

Yudina A.B. *Konodonty pogranichnykh otlozheniy franskogo i famenskogo yarusov gryady Chernysheva i Pripolyarnogo Urala*. Syktyvkar [Conodonts of the boundary deposits of the Frasnian and Famennian stages of the chain Chernyshev and the Subpolar Urals]. Trudy IG Komi NTs UrO AN SSSR, 1989, p. 32–40.

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

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Sootnosheniya izotopov ugleroda v stratisfere i biosfere: chetyre stsenariya* [Correlation of carbon isotopes in the stratosphere and biosphere: four scenarios]. *Biosfera*, 2010, vol. 2, p. 231–246.

Zherlygin A.L. *Palinspasticheskaya osnova rekonstruktsiy paleogeografii devona na Severo-Vostoke Pechorskogo basseyna* [Palinspastic reconstruction of Devonian paleogeography in the North-East of the Pechora basin]. *Zapiski Gornogo instituta*, 2013, vol. 200, p. 210–215.

Zhuravlev A.V., Sokiran E.V., Evdokimova I.O., Dorofeeva L.A., Rusetskaya G.A., Malkowski R. Fauna and changes at the Early–Middle Frasnian boundary in the North–West of the East European Platform. *Acta Palaeontologica Polonica*. 2006. No. 51 (4). P. 747–758.

Ziegler W. Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abh. Hess. L.-Amt Bodenf.* 1962. No. 38. 166 p.

Ziegler W., Sandberg C.A. *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geol. Soc. America*. 1984. No. 196. P. 179–194.

Ziegler W., Sandberg C.A. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch. - Inst. Senckenberg*. 1990. No. 121. 115 p.

© Соболева М.А., Соболев Д.Б., Матвеева Н.А., 2018