

УДК 551.734(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-2-165-178

Фаменский отрицательный экскурс изотопного состава углерода в разрезе на р. Изьяю (поднятие Чернышева, Предуральский краевой прогиб)

Д. А. Груздев, А. В. Журавлев, Я. А. Вевель, А. В. Ерофеевский, И. В. Смолева

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: dag79@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.05.2022 г., принята к печати 28.11.2022 г.

Объект исследования. В статье рассматриваются проявления раннесреднефаменского отрицательного экскурса в изотопном соотношении углерода в разрезе на р. Изьяю (юг поднятия Чернышева). **Цель исследования** состоит в реконструкции возможных причин этого экскурса. **Материалы и методы.** Материалом для работы послужили результаты изучения разреза глубоководно-шельфового нижнего-среднего фамена на р. Изьяю. Из разреза получены данные по изотопному составу углерода карбонатов и конодонтовых элементов (32 и 9 образцов соответственно). **Результаты.** В интервале конодонтовых зон *Pal. gracilis gracilis*–*Pal. marginifera marginifera* установлено облегчение изотопного состава углерода карбонатов на 2.5‰, а изотопного состава углерода конодонтовых элементов – на 4‰. Разница изотопного состава углерода карбонатов и конодонтовых элементов повышается в этом интервале более чем на 2.5‰. **Выводы.** Стратиграфический объем отрицательной изотопной аномалии в разрезе на р. Изьяю охватывает интервал от конодонтовой зоны *Pal. gracilis gracilis* до зоны *Pal. marginifera marginifera*. Аномалия сопоставляется с глобальным понижением значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ в конце раннего–начале среднего фамена. Возможными причинами наблюдаемых вариаций могли быть интенсификация вулканической и гидротермальной деятельности в различных регионах восточной Лавруссии, усиление терригенного стока из-за регрессии, относительно высокое содержание углекислоты в атмосфере и, возможно, локальное снижение первичной биопродуктивности.

Ключевые слова: фаменский ярус, изотопный состав углерода, Урал, отрицательная аномалия, конодонты

Источник финансирования

Исследования проводились в рамках государственного задания по темам 1021062311460-9-1.5.3 и 1021051101644-0-1.5.1

Famennian negative carbon isotope excursion in the Izyayu River section (Tchernyshev Uplift, Cis-Uralian Foredeep)

Denis A. Gruzdev, Andrey V. Zhuravlev, Yadviga A. Vevel,
Andrey V. Erofeevsky, Irina V. Smoleva

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,
e-mail: dag79@yandex.ru

Received 31.05.2022, accepted 28.11.2022

Research subject. The article is focused on manifestations of the Early-Middle Famennian negative excursion in carbon isotope composition in the Izyayu River section (south of the Tchernyshev Uplift). **Aim.** The study is aimed to reconstructing of the probable causes of this isotope excursion. **Materials and methods.** The article is based on the results of study of the deep-shelf lower-middle Famennian sequence of the Izyayu River section. The carbon isotopic composition was studied for the carbonate samples and conodont elements (32 and 9 samples respectively). **Results.** The lightening of the carbon isotopic composition of carbonates by 2.5‰, and of the carbon isotopic composition of conodont elements by 4‰ were found in the *Pal. gracilis gracilis*–*Pal. marginifera marginifera* zonal interval. The difference between the carbon isotopic compositions of carbonates and conodont elements increases in this interval by more than 2.5‰. Possible reasons for the observed variations could be the intensification of terrigenous runoff due to regression, a relatively high content of carbon

Для цитирования: Груздев Д.А., Журавлев А.В., Вевель Я.А., Ерофеевский А.В., Смолева И.В. (2023) Фаменский отрицательный экскурс изотопного состава углерода в разрезе на р. Изьяю (поднятие Чернышева, Предуральский краевой прогиб). *Литосфера*, 23(2), 165–178. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-2-165-178>

For citation: Gruzdev D.A., Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A., Erofeevsky A.V., Smoleva I.V. (2023) Famennian negative carbon isotope excursion in the Izyayu River section (Tchernyshev Uplift, Cis-Uralian Foredeep). *Lithosphere (Russia)*, 23(2), 165–178. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-2-165-178>

© Д.А. Груздев, А.В. Журавлев, Я.А. Вевель, А.В. Ерофеевский, И.В. Смолева, 2023

dioxide in the atmosphere, and, possibly, a local decline in primary bioproductivity. *Conclusions.* The negative carbon isotope shift spans *Pal. gracilis gracilis*–*Pal. marginifera marginifera* zonal interval in the Izyayu River section. The shift corresponds to the global decreasing in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values in the early/middle Famennian boundary interval. The increase in supply of the isotopically light carbon with terrigenous runoff and decrease in the primary bioproductivity are considered as probable causes of the carbon isotope excursion.

Keywords: *Famennian, carbon isotopic composition, Urals, negative excursion, conodonts*

Funding information

The study is supported by government projects 1021062311460-9-1.5.3 and 1021051101644-0-1.5.1

Acknowledgements

We appreciate the reviewers' constructive comments that allowed us to improve the article.

ВВЕДЕНИЕ

Ранние эпизоды позднепалеозойского материкового оледенения Гондваны датируются ранним-средним фаменом (Isaacson et al., 2008). Снижение средней глобальной температуры (около 2–3°C) после термического максимума Кельвассер знаменует собой переход от позднедевонского парникового к позднепалеозойскому ледниковому типу климата (Scotese et al., 2021). Это время известно как фаменско-турнейский ледниковый период, начавшийся в середине фамена и закончившийся в самом раннем турне (Scotese et al., 2021). Значительный отрицательный экскурс в изотопном составе неорганического углерода был обнаружен в верхней части нижнего фамена (конодонтовая зона *Pal. rhomboidea*) (Buggisch, Joachimski, 2006; Saltzman, Thomas, 2012). В среднем амплитуда этого экскурса составляет менее 1‰ в Австралии (George et al., 2014), около 1.0–1.5‰ в Южной и Центральной Европе (Buggisch, Joachimski, 2006; Girard et al., 2017) и Южном Китае (Zhang et al., 2019); около 2.0–2.5‰ в Северной Америке (Saltzman, 2005). По времени он примерно совпадает с увеличением тектонической, вулканической и гидротермальной активности в Саксотюрингском океане и соответствующим событием II–IV (Racki et al., 2022). Последующий положительный экскурс в изотопном составе неорганического углерода, начавшийся в конодонтовой зоне *Pal. marginifera marginifera*, предшествует терминальной фаменской положительной аномалии, отвечающей событию Хангенберг (Buggisch, Joachimski, 2006; Kaiser et al., 2006, 2008; Qie et al., 2016).

В целом фаменская отрицательная изотопная аномалия остается слабо изученной. Целью данной работы являются рассмотрение вариаций изотопного состава углерода в раннесреднефаменском интервале глубоководной шельфовой толщи северной части Уральского палеобассейна и реконструкция их возможных причин.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В основу данной работы положены авторские результаты изучения разрезов среднего фамена в бассейне р. Изьяю, расположенных в пределах Изьяюского блока и в восточной части Яньюского блока южной части поднятия Чернышева (рис. 1). Это поднятие представляет собой линейную тектоническую структуру, окаймляющую Косью-Роговскую впадину (Тимонин, 1975). Палеогеографически район исследований соответствует фронтальному склону фаменско-турнейского карбонатного рампа (Журавлев, Вевель, 2021). Склоновые фации обнажаются на участке, соответствующем восточному флангу поднятия Чернышева.

Фаменская толща в разрезе на р. Изьяю сложена тонкообломочными кальцитурбидитами верхней части сортамаельской и нижней части изьяюской свиты (Журавлев, Вевель, 2021) (рис. 2). Кальцитурбидиты представлены циклитами, сложенными пак-вакстоунами, мадстоунами и известковистыми аргиллитами (рис. 3, 4). Нижняя часть циклитов иногда представлена грейнстоунами, флотстоунами и карбонатными конглобрекциями с конгломератами (см. рис. 4г, д). В карбонатах встречаются кремнистые стяжения темно-серого цвета (см. рис. 2). В некоторых случаях окремнение развито по границам крупных обломков.

В целом в разрезе выделяются два типа циклитов: с тонко- и грубообломочной нижней частью (см. рис. 3). К первому типу отнесены циклиты, нижняя часть которых сложена пак-вакстоунами неотчетливо волнисто- и линзовидно-слоистыми (см. рис. 4а, в), средняя – массивными мад- и вакстоунами (см. рис. 4б, е), а верхняя – известковистыми аргиллитами или глинистыми мадстоунами с субгоризонтальной слоистостью. Подошва таких циклитов обычно пологоволнистая, резкая.

Для второго типа циклитов характерна нижняя часть, сформированная массивными грейн-, флотстоунами или карбонатными конглобрекциями с конгломератами (см. рис. 3, 4д). Средняя часть

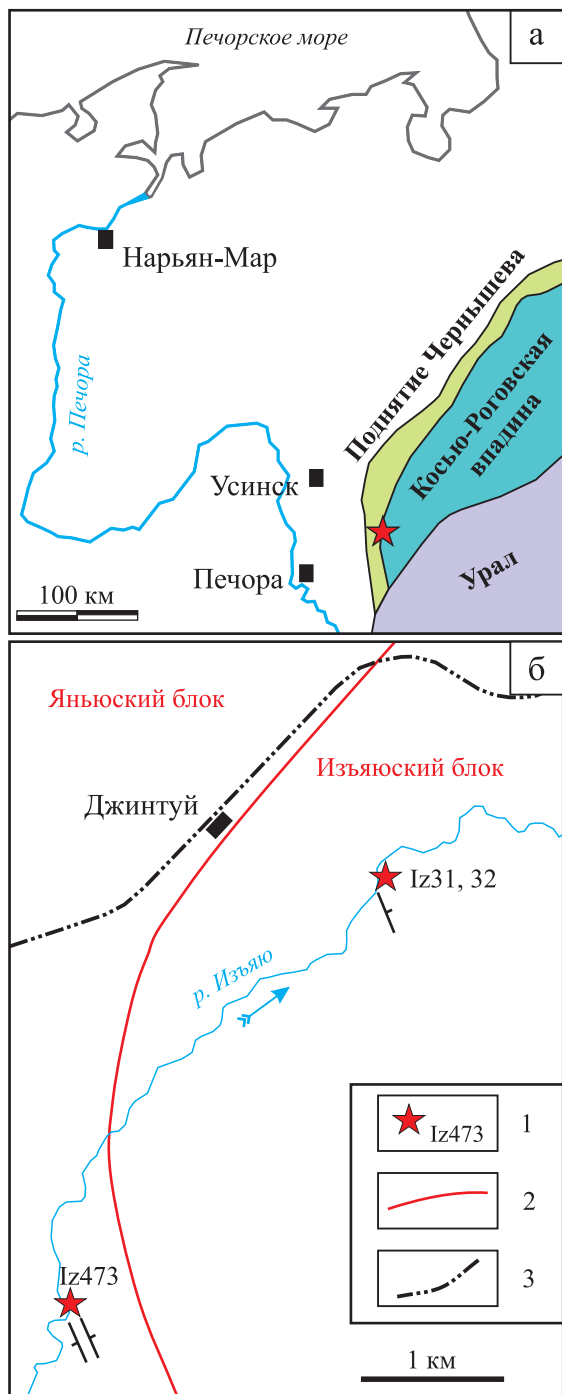


Рис. 1. Расположение изученных разрезов.

а – схема с основными структурными элементами, б – схема расположения обнажений нижнего-среднего фамена на р. Изъяю.

1 – обнажения и их номера, 2 – разрывное нарушение, 3 – железная дорога.

Fig. 1. Location of the study sections.

а – tectonic scheme, б – locality scheme of outcrops of Lower-Middle Famennian on the Izyayu River.

1 – outcrops and their numbers, 2 – discontinuous violation, 3 – railway.

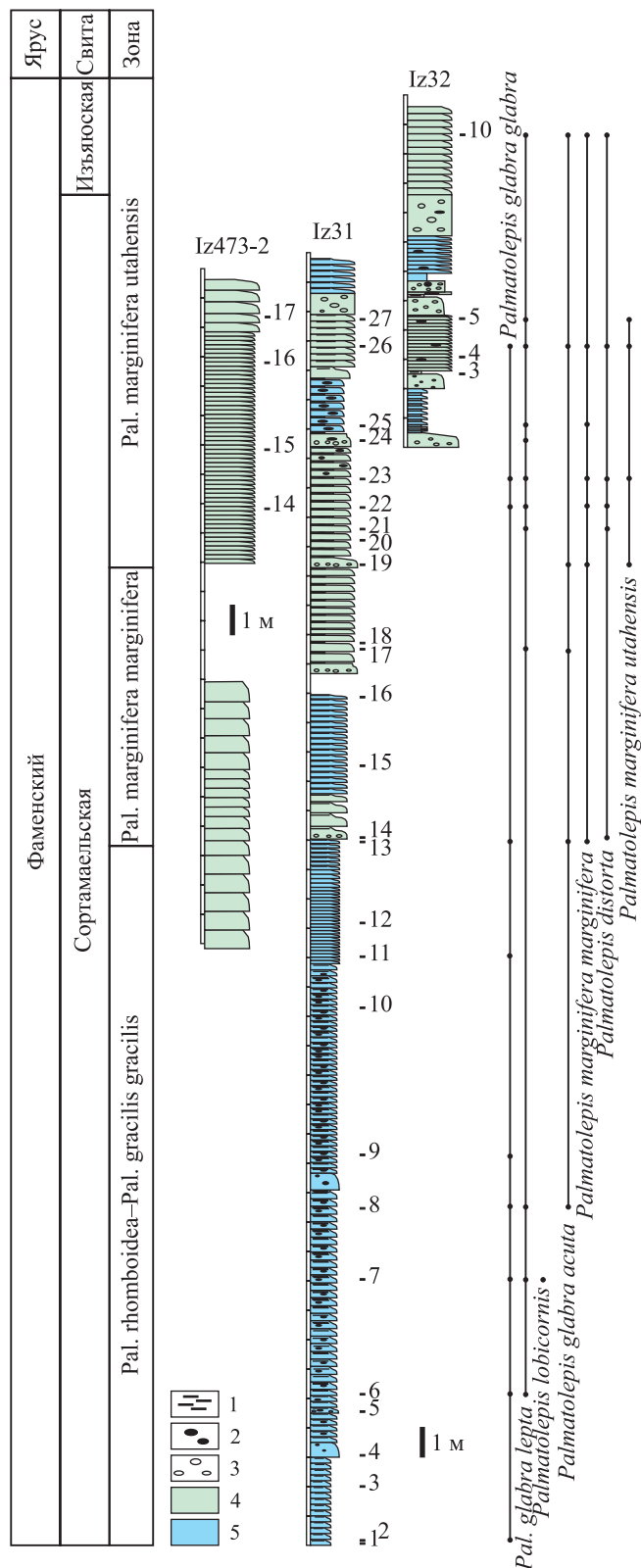


Рис. 2. Литологические колонки и распределение некоторых таксонов конодентов в разрезе фаменского яруса на р. Изъяю.

1 – аргиллит, 2 – кремнистые стяжения, 3 – литокласты, 4 – циклиты с тонкообломочной нижней частью, 5 – циклиты с грубообломочной нижней частью.

Fig. 2. Lithological logs and distribution of some conodonts taxa in the Famennian succession on the Izyayu River.

1 – mudstone, 2 – siliceous concretions, 3 – lithoclasts, 4 – cyclites with fine clastic lower part, 5 – cyclites with coarse clastic lower part.

сложена волнисто-слоистыми грейн- и пакстоунами (см. рис. 4г), а верхняя – глинистыми мадстоунами или известковыми аргиллитами с субгоризонтальной слоистостью (см. рис. 3). Подошва циклитов резкая волнистая (см. рис. 3).

Нижняя часть разреза сложена преимущественно циклитами первого типа, а верхняя – второго типа (см. рис. 2). Вторичным изменениям подверглись практически все типы представленных в разрезе карбонатов. Как правило, для грубообломочных разновидностей характерна перекристаллизация цемента (основной массы), а в самих обломках иногда присутствует окремнение в виде микроконкреций с отчетливым радиально-лучистым строением (см. рис. 4ж, з).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для характеристики разреза использовались полевые макроописания, дополненные данными изучения шлифов и нерастворимого остатка. Для биостратиграфического расчленения разрезов применялись зоны по конодонтам (Ziegler, Sandberg, 1990; Spalletta et al., 2017).

Образцы для изотопных анализов были отобраны из обн. Iz31 и Iz32 (Изяюский блок), а также из верхней части обн. Iz473 (Яньюский блок) со стратиграфическим интервалом от дециметров до первых метров из наименее вторично преобразованных известняков (см. рис. 2). При опробовании предпочтение отдавалось средней части циклитов. В общей сложности 32 пробы, представляющие собой микритовые известняки или микритовую часть биокластовых известняков, проанализированы на стабильные изотопы неорганического углерода и кислорода. Методы пробоподготовки и разбраковки (скрининга) изотопных данных подробно охарактеризованы в работе (Zhuravlev et al., 2020). Все предназначенные для изотопных анализов образцы отбирались со свежих сколов стальным микробуром. Отбор проводился по возможности из микритовой части породы. Оценка степени перекристаллизации микрита осуществлялась по шлифам, сильно перекристаллизованные образцы исключались из дальнейшего рассмотрения. Кроме того, отбраковка образцов с вероятными вторичными изменениями изотопного состава углерода и кислорода проводилась с использованием скрининговой диаграммы ($\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$) (Zhuravlev et al., 2020). Также из рассмотрения исключались образцы с высоким со-

держанием рассеянного органического вещества (более 1.7%).

Был проанализирован изотопный состав углерода конодонтовых элементов группы *Palmatolepis glabra* Ulrich et Bassler (девять конодонтовых элементов с различных стратиграфических уровней). Методика подготовки конодонтовых элементов для изотопного анализа описана ранее (Zhuravlev, 2020). Этот метод позволяет исследовать изотопный состав всего углерода элементов конодонтов, который включает в себя органический углерод коллагеноподобного белка и неорганический углерод биоапатита в соотношении примерно 5 : 1 (около 2 мас. % органического углерода и около 0.4 мас. % неорганического углерода). Предполагается, что изотопный состав обоих источников углерода является показателем изотопного состава пищи конодонтов (Zhuravlev, 2020). Это предположение основано на аналогиях с изотопным составом углерода дентина зубов современных рыб, который показывает четкую зависимость от изотопного состава пищи (Vennemann et al., 2001; Sisma-Ventura et al., 2019).

Для выявления возможных причин возникновения изотопной аномалии использовалась модель фракционирования изотопов углерода в морских экосистемах (Hayes et al., 1999; Hartke et al., 2021; Журавлев, 2022).

Изотопные анализы выполнены в ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия) на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific). Полученные результаты приведены в табл. 1.

Относительные изменения уровня моря (“трансгрессии” и “регрессии”) реконструировались исходя из предположения, что грубообломочные кальцитурбидиты преимущественно накапливались на этапе регрессии, а преобладание тонкообломочных кальцитурбидитов и аргиллитов маркирует трансгрессии. Эта интерпретация основана на том, что рассматриваемые отложения накапливались в пределах пологого рампа (Журавлев, Вевель, 2021), для которого не был характерен “сброс высокого стояния уровня моря” (highstand shedding), присущий окаймленным платформам низких широт (Schlager et al., 1994). На рампе интенсификация подводных склоновых процессов происходила, вероятно, преимущественно на регрессиях за счет увеличения биогенной продукции карбоната кальция в верхней части склона при ее выходе в фотическую зону.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение конодонтов позволяет выделить три интервала конодонтовых зон в соответствии с номенклатурой, предложенной (Spalletta et al., 2017): интервал зон Pal. rhomboidea–

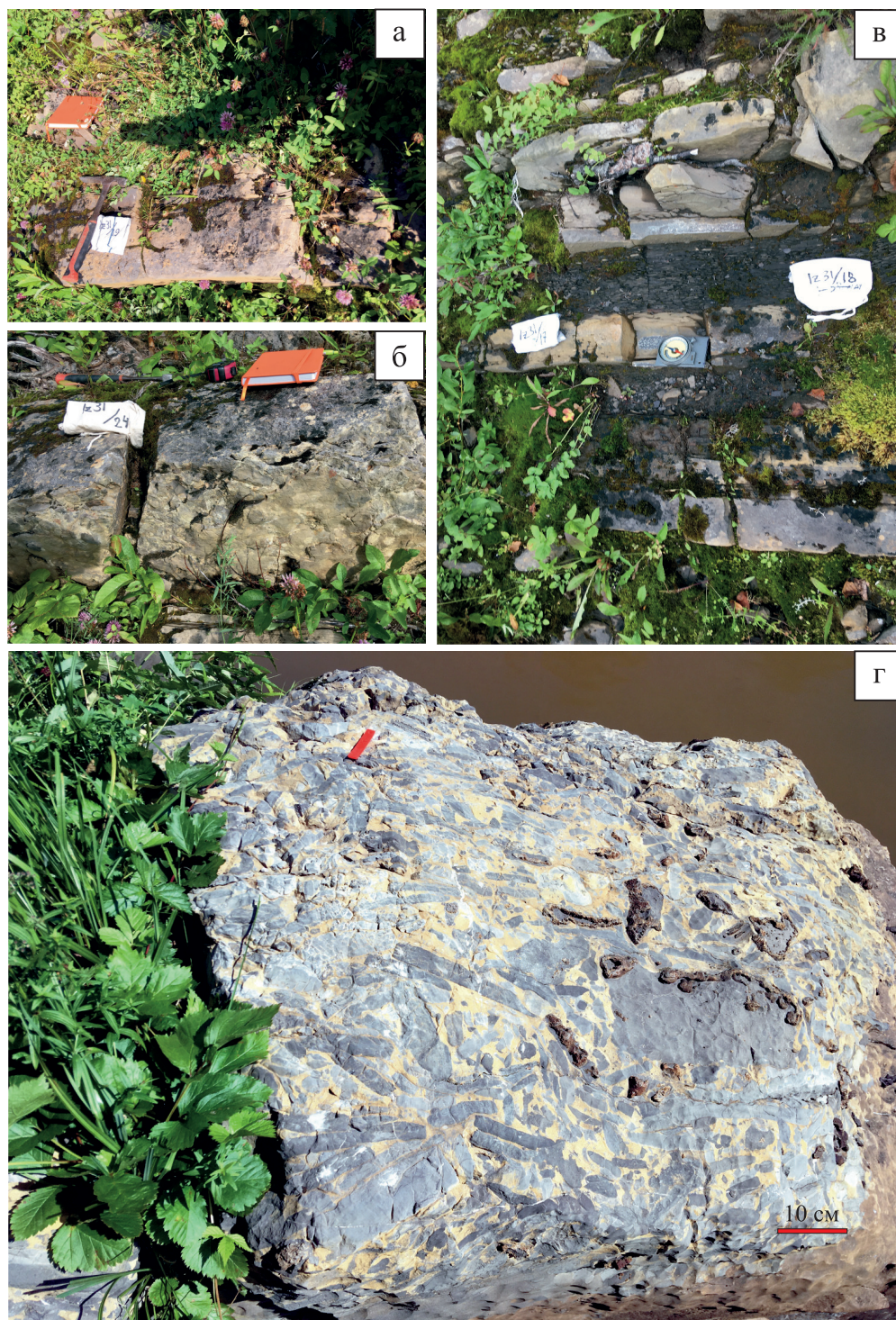


Рис. 3. Фотографии фрагментов разреза нижнего-среднего фамена (сортамаельская свита) на р. Изъяю.

а – циклит с конглобрекцией в нижней части, уровень обр. Iz31/19; б – волнистая подошва циклита, уровень обр. Iz31/24; в – циклит с пакстоуном в нижней части и аргиллитом в верхней части, уровень обр. Iz31/17; г – конглобрекция с неравномерным окремнением в прикровельной части сортамаельской свиты (обн. Iz32).

Fig. 3. Photographs of fragments of the Lower-Middle Famennian succession (Sortamayel Formation) on the Izyayu River.

а – cyclite with conglomerate-breccia in the lower part, Iz31/19 sample level; б – wavy base of the cyclite, Iz31/24 sample level; в – cyclite with packstone in the lower part and mudstone in the upper part, Iz31/17 sample level; г – conglomerate-breccia with uneven silicification in the near-top part of the Sortamael Formation (outcrop Iz32).

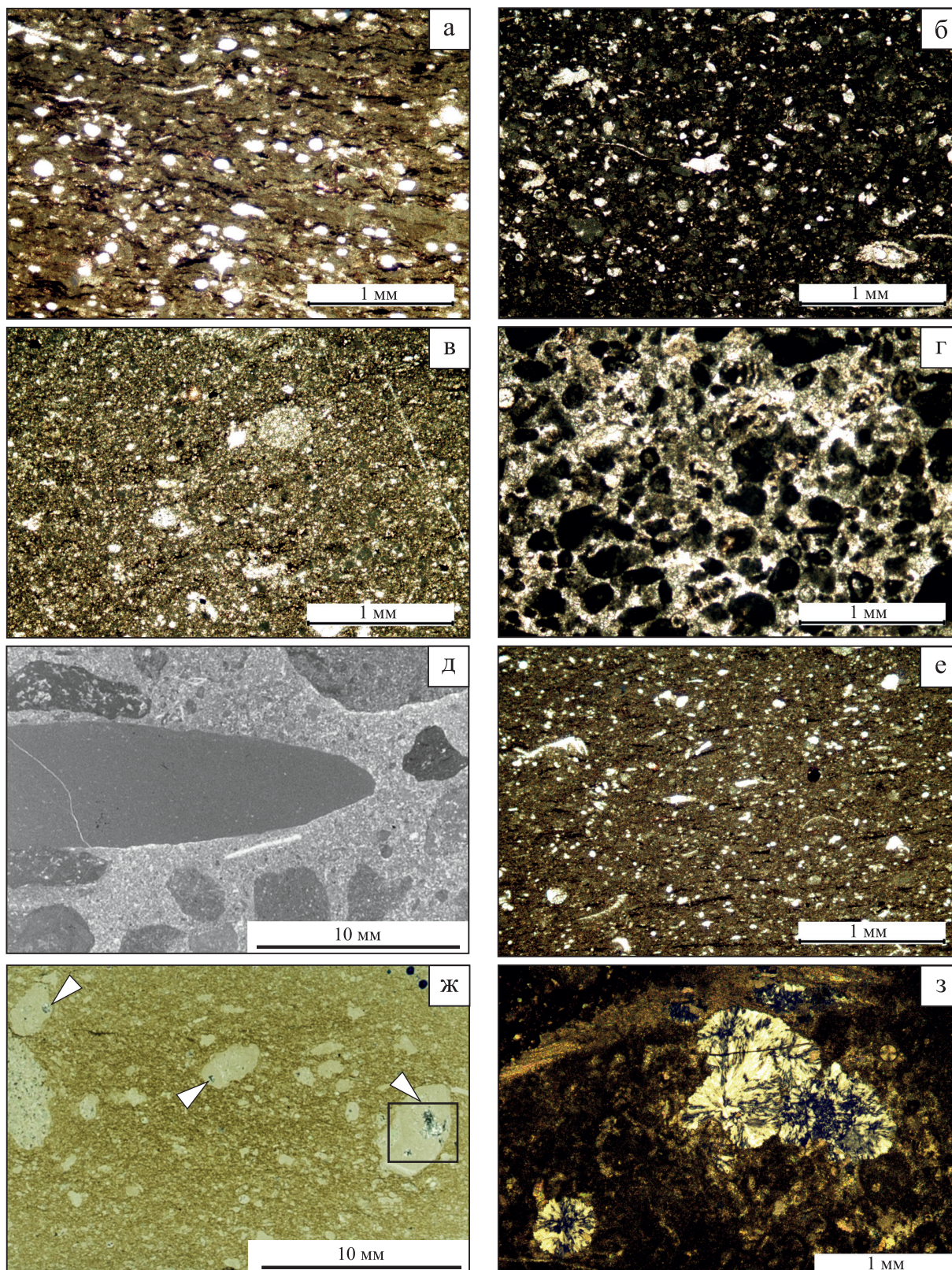


Рис. 4. Основные литотипы разреза.

а – пакстоун с волнисто-слоистой текстурой (обр. Iz31/2); б – вакстоун, обогащенный органическим веществом (обр. Iz31/10); в – вак-пакстоун (обр. Iz31/13); г – грейнстоун (обр. Iz31/23); д – конгломерат карбонатный (обр. Iz31/19); е – вак-пакстоун (обр. Iz31/16); ж – следы окремнения в обломках, николи скрещены (обр. Iz 31/25); з – увеличенный фрагмент, радиально-лучистое строение кремнистой микроконкреции, николи скрещены (обр. Iz31/25).

Fig. 4. The main lithotypes of the succession.

а – packstone with a wavy-layered structure (sample Iz31/2); б – wackestone enriched with organic matter (sample Iz31/10); в – wacke-packstone (sample Iz31/13); г – grainstone (sample Iz31/23); д – carbonate conglomerate (sample Iz31/19); е – wacke-packstone (sample Iz31/16); ж – traces of silicification in lithoclasts, crossed nicols (sample Iz 31/25); з – close-up of fragment, radially radiant structure of a siliceous microconcretion, crossed nicols (sample Iz31/25).

Таблица 1. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов, углерода конодонтовых элементов и разность изотопного состава углерода карбонатов и конодонтовых элементов

Table 1. Isotopic composition of carbon and oxygen of carbonates, carbon of conodont elements, and decoupled carbon isotopes of carbonates and conodont elements

Образец	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$, ‰ PDB	$\Delta^{13}\text{C}$, ‰	Конодонтовая зона (Spalletta et al., 2017)
Iz31/3	1.0	24.9	–25.7	26.7	Palmatolepis rhomboidea– Pal. gracilis gracilis
Iz31/4	0.3	26.2	Н. д.	Н. д.	То же
Iz31/7	1.7	26.6	–26.6	28.3	–“–
Iz31/8	0.6	25.2	–26.9	27.5	–“–
Iz31/9	–0.4	24.7	–28.3	27.9	–“–
Iz31/10	–0.8	24.4	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/11	–0.7	25.0	–28.7	28.0	–“–
Iz31/12	–0.6	25.8	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/13	–0.5	26.3	–30.2	29.7	Palmatolepis marginifera marginifera
Iz31/14	0.1	23.9	Н. д.	Н. д.	То же
Iz31/15	0.8	26.2	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/16	–0.2	24.9	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/17	0.3	25.4	–27.9	28.2	–“–
Iz31/19	1.2	27.1	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/21	1.8	26.1	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/22	0.8	26.1	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/23	1.5	26.2	–27.2	28.7	–“–
Iz31/24	1.6	26.1	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/25	1.4	25.6	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz31/26	1.4	26.3	–27.0	28.4	Palmatolepis marginifera utahensis
Iz31/27	1.8	25.6	Н. д.	Н. д.	То же
Iz32/3	1.6	26.4	Н. д.	Н. д.	Palmatolepis marginifera marginifera
Iz32/4	1.6	26.8	Н. д.	Н. д.	Palmatolepis marginifera utahensis
Iz32/5	2.3	26.8	Н. д.	Н. д.	То же
Iz32/10	Н. д.	Н. д.	–25.6	Н. д.	–“–
Iz473/14	3.2	23.5	Н. д.	Н. д.	Palmatolepis marginifera marginifera– Palmatolepis marginifera utahensis
Iz473/15	3.0	25.0	Н. д.	Н. д.	То же
Iz473/16	2.8	24.8	Н. д.	Н. д.	–“–
Iz473/17	2.7	23.0	Н. д.	Н. д.	–“–

Примечание. Н. д. – нет данных.

Note. Н. д. – not available.

Pal. gracilis gracilis, зона Pal. marginifera marginifera и зона Pal. marginifera utahensis (см. также (Журавлев, Вевель, 2021)) (см. рис. 2). Изображения некоторых характерных форм представлены на рис. 5. Основание зоны Pal. marginifera marginifera отмечено первым появлением *Pal. distorta* Branson et Mehl и вида-индекса, а основание зоны Pal. marginifera utahensis распознается по первой находке вида-индекса. Распространение фораминифер подтверждает это биостратиграфическое расчленение разре-

за. *Quasiendothyra (Eoendothyra) communis* (Rauser) появляется у основания зоны Pal. marginifera marginifera; *Quasiendothyra (Eoendothyra) sp.* и *Septatournayella rauserae* Lipina в ассоциации с однокамерными фораминиферами встречаются в зоне Pal. marginifera utahensis.

Нижняя часть разреза в обн. Iz31 и Iz32 (Изьяюский блок), сопоставляемая с интервалом зон Pal. rhomboidea–Pal. gracilis gracilis, сложена первым типом циклитов. В этом интервале циклиты

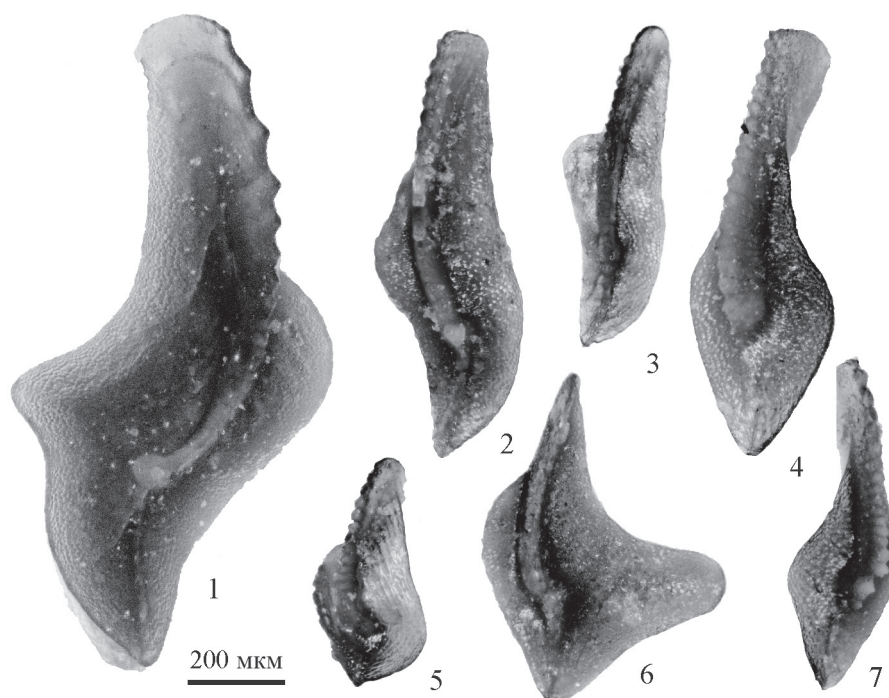


Рис. 5. Изображения характерных видов конодонтов из разреза на р. Изьяю.

1 – *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Muller, обр. Iz31/23; 2 – *Palmatolepis glabra lepta* Ziegler et Huddle, обр. Iz31/6; 3 – *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich et Bassler, обр. Iz31/7; 4 – *Palmatolepis minuta* Branson et Mehl, обр. Iz31/19; 5 – *Palmatolepis marginifera utahensis* Ziegler et Sandberg, обр. Iz31/19; 6 – *Palmatolepis lobicornis* Schtilke, обр. Iz31/7; 7 – *Palmatolepis minuta* Branson et Mehl, обр. Iz31/7.

Fig. 5. Images of typical conodont species from the Izyayu River section.

1 – *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Muller, sample Iz31/23; 2 – *Palmatolepis glabra lepta* Ziegler et Huddle, sample Iz31/6; 3 – *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich et Bassler, sample Iz31/7; 4 – *Palmatolepis minuta* Branson et Mehl, sample Iz31/19; 5 – *Palmatolepis marginifera utahensis* Ziegler et Sandberg, sample Iz31/19; 6 – *Palmatolepis lobicornis* Schtilke, sample Iz31/7; 7 – *Palmatolepis minuta* Branson et Mehl, sample Iz31/7.

преимущественно маломощные (0.1–0.2 м, редко до 0.4–0.6 м), их нижняя часть представлена пак-вакстоунами, а верхняя – мадстоунами и аргиллитами.

Начиная с зоны *Pal. marginifera marginifera* значительную роль в разрезе начинают играть циклиты второго типа. Они представлены в нижней части пак-грейнстоунами, флотстоунами и конглобрекциями, а в верхней – вак-мадстоунами и аргиллитами. Мощность этих циклитов, как правило, составляет 0.4–0.5 м. В зоне *Pal. marginifera utahensis* данный тип циклитов преобладает. В расположенном юго-восточнее обнажении Iz473 (Яньюский блок) зоны *Pal. marginifera marginifera* и *Pal. marginiofera utahensis* полностью сложены циклитами второго типа.

Распределение различных типов циклитов в разрезе сортамаельской и нижней части изьяюской свит позволило предположительно реконструировать относительные изменения уровня моря (рис. 6). В целом можно отметить регрессивную

направленность развития бассейна в рассматриваемом стратиграфическом интервале.

Все пробы на изотопный анализ углерода карбонатов прошли скрининговые тесты, что позволяет предположить незначительность вторичных изменений изотопного состава. Вариации изотопного состава углерода карбонатов и конодонтовых элементов демонстрируют отчетливый минимум в средней части изученного интервала разреза (см. рис. 6).

Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ снижаются примерно с +1‰ в зональном интервале *Pal. rhomboidea*–*Pal. gracilis gracilis* до минимальных значений около –1‰ в верхней части этого интервала, после чего следует постепенный рост до значений около +1.5‰ в верхней части зоны *Pal. marginifera marginifera*. Таким образом, отрицательный экскурс изотопного соотношения углерода карбонатов охватывает интервал от зоны *Pal. rhomboidea* до зоны *Pal. marginifera marginifera*. Амплитуда экскурса составляет около 2.5‰.

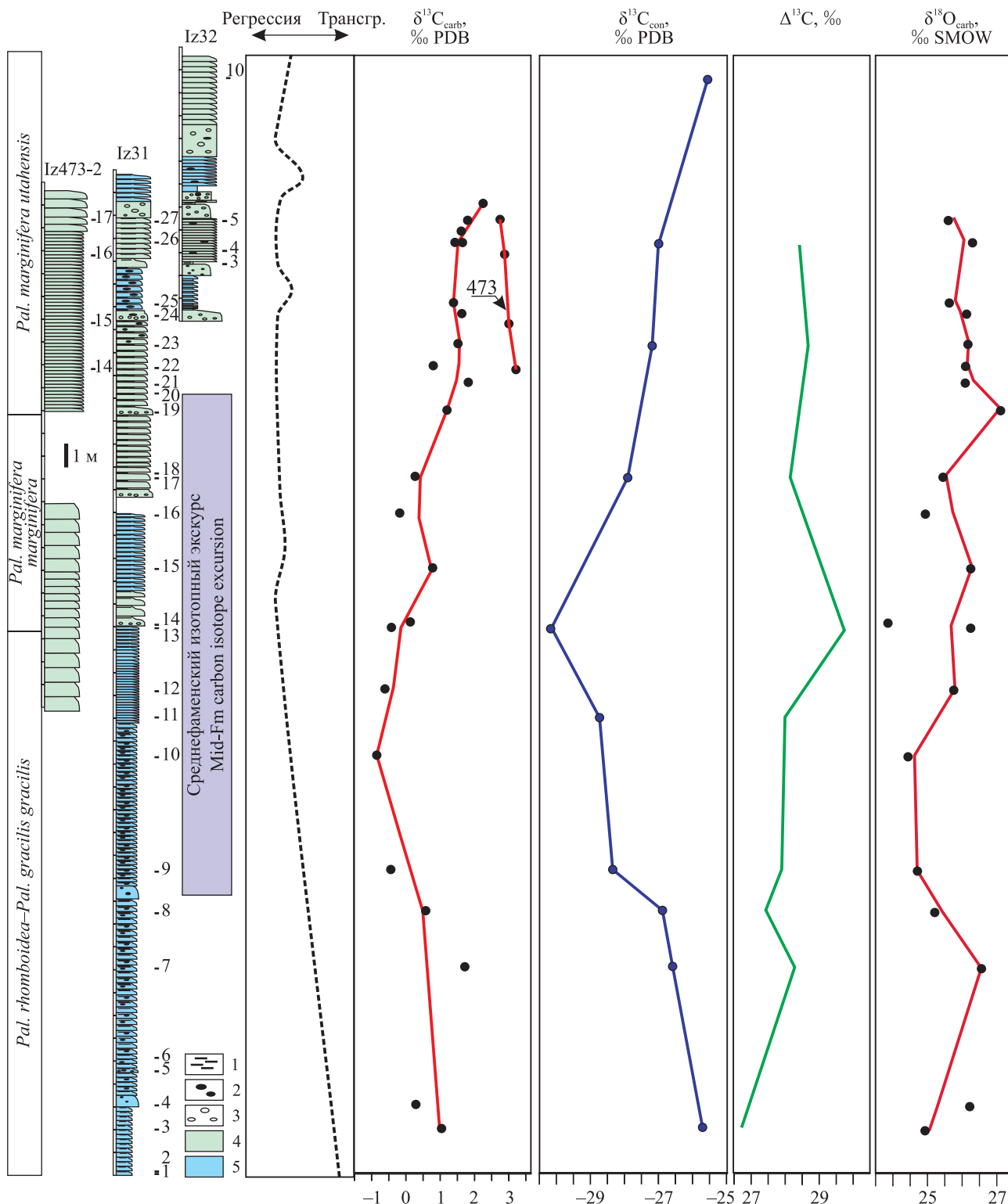


Рис. 6. Литологические колонки и данные по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов и углерода конодонтов.

Условные обозначения – см. рис. 2. Графики получены путем сглаживания методом LOESS.

Fig. 6. Lithological logs and data on the isotopic composition of carbon and oxygen in carbonates and carbon in conodonts.

For legend – see Fig. 2. Graphs obtained by smoothing by the LOESS method.

В этом стратиграфическом интервале также оценены вариации изотопного состава углерода конодонтовых элементов группы *Palmatolepis glabra*. Всего были проанализированы конодонтовые элементы из девяти проб (см. рис. 6). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ уменьшаются от -25.7 до -30.2‰ в интервале от зон *Pal. rhomboidea*–*Pal. gracilis gracilis* до нижней части зоны *Pal. marginifera marginifera*. Постепенное увеличение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ начинается в средней части зоны *Pal. marginifera marginifera*, а в зоне *Pal. marginifera utahensis* значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ достигают -25.6‰ . В целом $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ изменяется конформно с $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($R^2 = 0.63$, $N = 9$, вероятность отсутствия корреляции 0.01). Амплитуда отрицательного отклонения $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ составляет более 4‰.

Разница изотопного состава углерода карбонатов и конодонтовых элементов ($\Delta^{13}\text{C}$), отражающая степень изотопного фракционирования в пелагической экосистеме, демонстрирует возрастание от 26.7 до 29.7‰ в интервале от зоны *Pal. rhomboidea* до нижней части зоны *Pal. marginifera marginifera*, с последующим снижением до 28.4‰ в интервале от средней части зоны *Pal. marginifera marginifera* до зоны *Pal. marginifera utahensis* (см. рис. 6). Таким образом, минимум значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ и максимум $\Delta^{13}\text{C}$ приходятся на пограничный интервал зон *Pal. gracilis gracilis* и *Pal. marginifera marginifera*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопный состав углерода морских карбонатов контролируется изотопным составом углекислого газа в атмосфере и гидросфере, а также температурой воды за счет фракционирования при формировании растворенного неорганического углерода (Romanek et al., 1992; Yoshioka, 1997). Среди возможных причин отрицательных отклонений $\delta^{13}\text{C}$ (Pisarszowska, Racki, 2020) следует отметить падение уровня моря, увеличивающее масштабы выветривания и поступления изотопно-легкого углерода; высачивание метана с обедненным ^{13}C изотопным составом углерода из залежей газогидратов; выброс больших объемов обедненного ^{13}C углерода вулканическими и/или гидротермальными процессами. Непосредственные проявления субаквальной гидротермальной деятельности известны в конодонтовой зоне *marginifera* (s.l) в батиальных толщах Полярного Урала и Пай-Хоя (Starikova, Kuleshov, 2016), а также на юге Центральной Европы (Racki et al., 2022). Эти проявления отвечают завершению отрицательного экскурса и, по-видимому, не являются непосредственной его причиной. Вероятно, повышенная эмиссия обедненного ^{13}C углерода предшествовала формированию вулканических аппаратов и подводных гидротермальных систем и, судя по незначительному снижению концентрации углекислоты в атмосфере (Foster et al., 2017), не была связана с эндогенной углекислотой. Постепен-

ная регрессия, совпадающая с интервалом изотопной аномалии (рис. 7), является возможным триггером облегчения изотопного состава углерода. Эта регрессия, скорее всего, имеет эвстатическую природу (Haq, Schutter, 2008) и могла вызвать увеличение стока с суши и окисления органического вещества в глобальном масштабе.

Вероятными факторами, влияющими на изотопный состав углерода конодонтовых элементов, являются диета и изотопный состав пищи, а также температура и соленость, контролировавшие скорость метаболизма конодонтов. Данных о существенном влиянии температуры на $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ нет. Отсутствие корреляции ($R^2 = 0.03$, $N = 158$ по данным для позднего девона – раннего карбона (Журавлев, 2022)) между значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ вмещающей породы свидетельствует о слабом влиянии температуры и/или солености на изотопный состав углерода конодонтовых элементов. Таким образом, изотопный состав рациона ($\delta^{13}\text{C}$ фитопланктона) может рассматриваться как основной фактор, контролировавший значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{con}}$ в рассматриваемом временном интервале (Zhuravlev, 2020). В свою очередь, $\delta^{13}\text{C}$ фитопланктона определялось изотопным составом углекислого газа и интенсивностью фракционирования изотопов углерода при фотосинтезе (Hayes et al., 1999). Эта интенсивность зависит от скорости роста фитопланктона (контролируется доступностью питательных веществ) и содержания углекислого газа в воде (Yoshioka, 1997).

Совпадение отрицательных экскурсов по углероду карбонатов и конодонтов ($R^2 = 0.63$, $N = 9$, вероятность отсутствия корреляции 0.01) позволяет предположить их общую причину. Такой причиной может быть облегчение изотопного состава неорганического углерода в Мировом океане, которое отразилось на изотопном составе как карбонатов, так и органического вещества.

Более информативной при интерпретации изотопной аномалии представляется разница между изотопным составом углерода карбонатов и конодонтов ($\Delta^{13}\text{C}$). Данная величина контролируется продуктивностью фитопланктона, содержанием углекислоты и в меньшей степени температурой воды (Hayes et al., 1999; Hartke et al., 2021; Журавлев, 2022). Наблюдаемое в конце фазы *Pal. gracilis gracilis* некоторое повышение разницы между изотопным составом углерода карбонатов и конодонтов может быть обусловлено снижением скорости роста фитопланктона в сочетании с относительно высоким содержанием углекислоты в гидросфере. По данным (Foster et al., 2017), рубеж раннего и среднего фамена характеризовался относительно высоким содержанием углекислоты в атмосфере (800–840 г/т) (см. рис. 7). Такие значения в сочетании с понижением эффективной скорости роста фитопланктона (см. рис. 7) могли обеспечить наблюдаемые вариации $\Delta^{13}\text{C}$.

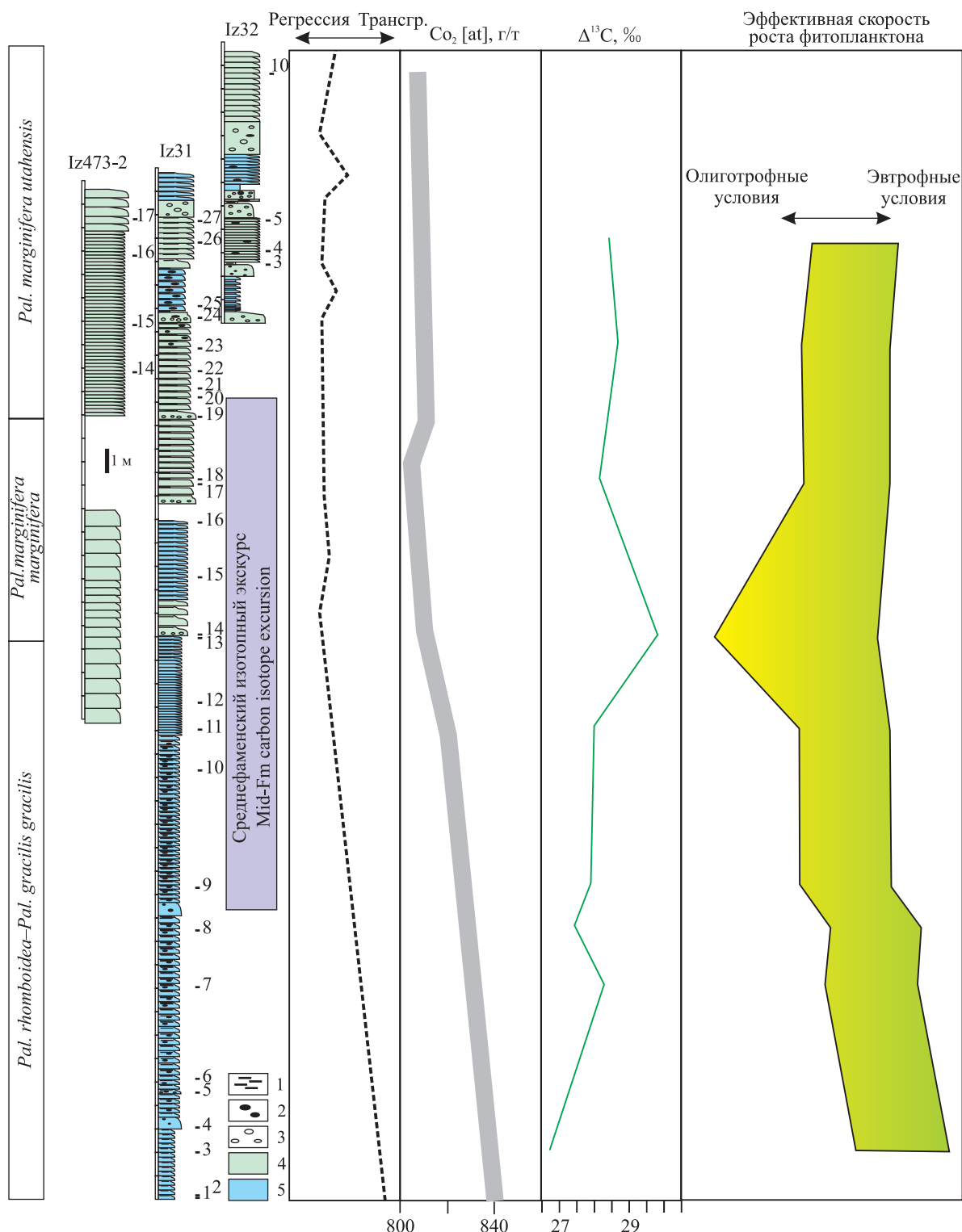


Рис. 7. Реконструкция динамики первичной биопродуктивности (с использованием модели (Журавлев, 2022)) и содержания углекислоты в атмосфере (Foster et al., 2017) в интервале изотопной аномалии в разрезе на р. Изъяю.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 7. Reconstruction of the dynamics of primary bioproductivity (using the model (Zhuravlev, 2022)) and carbon dioxide content in the atmosphere (Foster et al., 2017) in the interval of isotope anomaly in the Izyayu River section.

For legend – see Fig. 2.

Интервал от зоны *Palmatolepis rhomboidea* до зоны *Palmatolepis marginifera utahensis* соответствует фаменскому максимуму разнообразия конодонтов (Журавлев, 2019), что косвенно подтверждает гипотезу о существовании в это время сложной пелагической пищевой сети. Это не противоречит предположению о снижении первичной продуктивности как одной из причин снижения значений $\delta^{13}\text{C}$. Сокращение пищевой базы может стимулировать микроэволюцию консументов и привести к повышению видового разнообразия.

Отрицательный экскурс изотопного состава углерода на рубеже раннего и среднего фамена (фазы *Pal. gracilis gracilis* и *Pal. marginifera marginifera*) зафиксирован в настоящее время в различных, палеогеографически удаленных друг от друга, регионах: Австралии (George et al., 2014), Северной Америке (Saltzman, 2005), Европе (Buggisch, Joachimski, 2006; Girard et al., 2017) и Южном Китае (Zhang et al., 2019). Это позволяет предполагать глобальные причины данного экскурса. К таковым можно отнести вероятное повышение поступления изотопно-легкого углерода в морские бассейны за счет увеличения объемов выветривания, терригенного стока и окисления органического вещества при эвстатической регрессии, относительно высокое содержание углекислоты в атмосфере и возможное снижение масштабов захоронения органического вещества.

Различия в амплитуде изотопной аномалии, достигающие 1.5‰ (от менее 1‰ в Австралии (George et al., 2014) до 2.5‰ в Северной Америке (Saltzman, 2005) и в рассматриваемом разрезе), могут быть обусловлены такими локальными условиями, как температура воды, интенсивность терригенного стока и вариации биопродуктивности. В частности, на материале из изученных разрезов на р. Изъю реконструировано некоторое снижение первичной биопродуктивности в интервале изотопной аномалии. Пространственные масштабы этого явления оценить пока затруднительно из-за отсутствия подобных данных по другим разрезам и регионам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На рубеже нижнего и среднего фамена в интервале конодонтовых зон *Pal. gracilis gracilis*–*Pal. marginifera marginifera* на юге поднятия Чернышева установлена отрицательная изотопная аномалия углерода с амплитудой 2.5‰ по углероду карбонатов и 4‰ по углероду конодонтов. Она сопоставляется с глобальным понижением значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ в конце раннего–начале среднего фамена. Вероятные причины ее возникновения заключаются в повышенном поступлении изотопно-легкого углерода в морские бассейны из-за увеличения масштабов выветривания и усиления терригенного стока, а также в снижении первичной биопродуктивности

и, возможно, масштабов захоронения органического вещества.

Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Журавлев А.В. (2019) Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне–раннем карбоне (фаменский–серпуховский века). *Литосфера*, **19**(1), 81–91. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91>
- Журавлев А.В. (2022) Численное моделирование первичной биопродуктивности пелагических экосистем палеозоя. *Вестн. геонаук*, **8**(332), 38–43. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.8.4>
- Журавлев А.В., Вевель Я.А. (2021) Строение разреза изъюской свиты (верхний девон–нижний карбон) в типовой местности – южной части поднятия Чернышева. *Литосфера*, **21**(4), 546–559. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-546-559>
- Тимонин Н.И. (1975) Тектоника гряды Чернышева (Северное Приуралье). Л.: Наука, 130 с.
- Buggisch W., Joachimski M.M. (2006) Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**, 68–88.
- Foster G., Royer D., Lunt D. (2017) Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nat. Commun.*, **8**, 14845. <https://doi.org/10.1038/ncomms14845>
- George A.D., Chow N., Trinajstić K.M. (2014) Oxidic facies and the Late Devonian mass extinction, Canning Basin, Australia. *Geology*, **42**, 327–330.
- Girard C., Cornée J.-J., Charruault A.-L., Corradini C., Weyer D., Bartsch K., Joachimski M., Feist R. (2017) Conodont biostratigraphy and palaeoenvironmental trends during the Famennian (Late Devonian) in the Thuringian Buschteich section (Germany). *Newslett. Stratigr.*, **50**, 71–89.
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, **322**(5898), 64–68. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>
- Hartke E.R., Bradley D., Cramer B.D., Calner M., Melchin M.J., Barnett B.A., Oborny S.C., Bancroft A.M. (2021) Decoupling $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ at the onset of the Ireviken Carbon Isotope Excursion: $\Delta^{13}\text{C}$ and organic carbon burial (f_{org}) during a Silurian oceanic anoxic event. *Global Planet. Change*, **196**, 103373. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103373>
- Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J. (1999) The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.*, **161**, 103–125. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00083-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00083-2)
- Isaacson P.E., Díaz-Martínez E., Grader G.W., Kalvoda J., Babek O., Devuyst F.X. (2008) Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol.,*

- tol., *Palaeoecol.*, **268**, 126-142.
- Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T. (2008) Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian – Early Carboniferous) – implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. *Geol. J. Spec. Iss.*, **43**(2-3) – Carboniferous platforms and basins. (Ed. by M. Aretz, H.G. Herbig, I.D. Somerville), 241-260.
- Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T., Joachimski M.M. (2006) Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**, 146-160.
- Pisarszowska A., Racki G. (2020) Comparative carbon isotope chemostratigraphy of major Late Devonian biotic crises. *Stratigr. Timesc.*, **5**, 387-466. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.001>
- Qie W., Wang X.-D., Zhang X., Ji W., Grossman E.L., Huang X., Liu J., Luo G. (2016) Latest Devonian to earliest Carboniferous conodont and carbon isotope stratigraphy of a shallow-water sequence in South China. *Geol. J.*, **51**, 915-935.
- Racki G., Mazur S., Narkiewicz K., Pisarszowska A., Bardziński W., Kołtonik K., Szymanowski D., Filipiak P., Kremer B. (2022) A waning Saxothuringian Ocean evidenced in the Famennian tephra-bearing siliceous succession of the Bardo Unit (Central Sudetes, SW Poland). *GSA Bull.*, **134**(9-10), 2373-2398. <https://doi.org/10.1130/B35971.1>
- Romanek C.S., Grossman E.L., Morse J.W. (1992) Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**(1), 419-430. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90142-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90142-6)
- Saltzman M.R. (2005) Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. *Geology*, **33**(7), 573-576. <https://doi.org/10.1130/G21535.1>
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale 2012*. (Ed. by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg). Amsterdam: Elsevier, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Schlager W., Reijmer J.J.G., Droxler A. (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *J. Sediment. Res.*, **64**(3), 270-281. <https://doi.org/10.1306/D4267FAA-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Scotese C.R., Song H., Mills B.J.W., van der Meer D.G. (2021) Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Sci. Rev.*, **215**, 103503. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103503>
- Sisma-Ventura G., Tütken T., Peters S.T.M., Bialik O.M., Zohar I., Pack A. (2019) Past aquatic environments in the Levant inferred from stable isotope compositions of carbonate and phosphate in fish teeth. *PLoS ONE*, **14**(7), e0220390. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0220390>
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bull. Geosci.*, **92**(1), 31-57. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1623>
- Starikova E.V., Kuleshov V.N. (2016) Isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and genesis of carbonates from the Famennian manganiferous formation of Pai-Khoi. *Lithol. Miner. Res.*, **51**, 195-213.
- Vennemann T.W., Hegner E., Cliff G., Benz G.W. (2001) Isotopic composition of recent shark teeth as a proxy for environmental conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 1583-1599.
- Yoshioka T. (1997) Phytoplanktonic carbon isotope fractionation: equations accounting for CO_2 -concentrating mechanisms. *J. Plankton Res.*, **19**(10), 1455-1476.
- Zhang X., Joachimski M.M., Over D.J., Ma K., Huang C., Gong Y. (2019) Late Devonian carbon isotope chemostratigraphy: A new record from the offshore facies of South China. *Global Planet. Change*, **182**, 103024. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103024>
- Zhuravlev A.V. (2020) Trophic position of some Late Devonian–Carboniferous (Mississippian) conodonts revealed on carbon organic matter isotope signatures: a case study of the East European basin. *Geodiversitas*, **42**(24), 443-453. <https://doi.org/10.5252/geodiversitas2020v42a24>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. *Stratigr. Timesc.*, **5**, 467-527. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.007>
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs Institute Senckenberg*, (121), 115 p.

REFERENCES

- Buggisch W., Joachimski M.M. (2006) Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**, 68-88.
- Foster G., Royer D., Lunt D. (2017) Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nat. Commun.*, **8**, 14845. <https://doi.org/10.1038/ncomms14845>
- George A.D., Chow N., Trinajstić K.M. (2014) Oxidic facies and the Late Devonian mass extinction, Canning Basin, Australia. *Geology*, **42**, 327-330.
- Girard C., Cornée J.-J., Charruault A.-L., Corradini C., Weyer D., Bartsch K., Joachimski M., Feist R. (2017) Conodont biostratigraphy and palaeoenvironmental trends during the Famennian (Late Devonian) in the Thuringian Buschteich section Germany). *Newslett. Stratigr.*, **50**, 71-89.
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, **322**(5898), 64-68. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>
- Hartke E.R., Bradley D., Cramer B.D., Calner M., Melchin M.J., Barnett B.A., Oborny S.C., Bancroft A.M. (2021) Decoupling $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ at the onset of the Ireviken Carbon Isotope Excursion: $\Delta^{13}\text{C}$ and organic carbon burial (f_{org}) during a Silurian oceanic anoxic event. *Global Planet. Change*, **196**, 103373. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103373>
- Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J. (1999) The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.*, **161**, 103-125. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00083-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00083-2)
- Isaacson P.E., Diaz-Martínez E., Grader G.W., Kalvoda J., Babek O., Devuyt F.X. (2008) Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol.,*

- tol., Palaeoecol.*, **268**, 126-142.
- Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T. (2008) Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian – Early Carboniferous) – implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. *Geol. J. Spec. Iss.*, **43**(2-3) – Carboniferous platforms and basins. (Ed. by M. Aretz, H.G. Herbig, I.D. Somerville), 241-260.
- Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T., Joachimski M.M. (2006) Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**, 146-160.
- Pisarzowska A., Racki G. (2020) Comparative carbon isotope chemostratigraphy of major Late Devonian biotic crises. *Stratigr. Timesc.*, **5**, 387-466. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.001>
- Qie W., Wang X.-D., Zhang X., Ji W., Grossman E.L., Huang X., Liu J., Luo G. (2016) Latest Devonian to earliest Carboniferous conodont and carbon isotope stratigraphy of a shallow-water sequence in South China. *Geol. J.*, **51**, 915-935.
- Racki G., Mazur S., Narkiewicz K., Pisarzowska A., Bardziński W., Kołtonik K., Szymanowski D., Filipiak P., Kremer B. (2022) A waning Saxothuringian Ocean evidenced in the Famennian tephra-bearing siliceous succession of the Bardo Unit (Central Sudetes, SW Poland). *GSA Bull.*, **134**(9-10), 2373-2398. <https://doi.org/10.1130/B35971.1>
- Romanek C.S., Grossman E.L., Morse J.W. (1992) Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**(1), 419-430. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90142-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90142-6)
- Saltzman M.R. (2005) Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. *Geology*, **33**(7), 573-576. <https://doi.org/10.1130/G21535.1>
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale 2012*. (Ed. by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg). Amsterdam, Elsevier, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Schlager W., Reijmer J.J.G., Droxler A. (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *J. Sediment. Res.*, **64**(3), 270-281. <https://doi.org/10.1306/D4267FAA-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Scotese C.R., Song H., Mills B.J.W., van der Meer D.G. (2021) Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Sci. Rev.*, **215**, 103503. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103503>
- Sisma-Ventura G., Tütken T., Peters S.T.M., Bialik O.M., Zohar I., Pack A. (2019) Past aquatic environments in the Levant inferred from stable isotope compositions of carbonate and phosphate in fish teeth. *PLoS ONE*, **14**(7), e0220390. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0220390>
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bull. Geosci.*, **92**(1), 31-57. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1623>
- Starikova E.V., Kuleshov V.N. (2016) Isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and genesis of carbonates from the Famennian manganiferous formation of Pai-Khoi. *Lithol. Miner. Res.*, **51**, 195-213.
- Timonin N.I. (1975) Tectonics of the Chernyshev Swell (Northern Urals). Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Vennemann T.W., Hegner E., Cliff G., Benz G.W. (2001) Isotopic composition of recent shark teeth as a proxy for environmental conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 1583-1599.
- Yoshioka T. (1997) Phytoplanktonic carbon isotope fractionation: equations accounting for CO_2 -concentrating mechanisms. *J. Plankton Res.*, **19**(10), 1455-1476.
- Zhang X., Joachimski M.M., Over D.J., Ma K., Huang C., Gong Y. (2019) Late Devonian carbon isotope chemostratigraphy: A new record from the offshore facies of South China. *Global Planet. Change*, **182**, 103024. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103024>
- Zhuravlev A.V. (2019) Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous (Famennian–Serpukhovian). *Lithosphere (Russia)*, **19**(1), 81-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91>
- Zhuravlev A.V. (2020) Trophic position of some Late Devonian–Carboniferous (Mississippian) conodonts revealed on carbon organic matter isotope signatures: a case study of the East European basin. *Geodiversitas*, **42**(24), 443-453. <https://doi.org/10.5252/geodiversitas2020v42a24>
- Zhuravlev A.V. (2022) Numerical modelling of primary bioproductivity of the Palaeozoic pelagic ecosystems. *Vestnik of Geosciences*, **8**(332), 38-43. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.8.4>
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. *Stratigr. Timesc.*, **5**, 467-527. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.007>
- Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A. (2021) Sequence composition of the Izyayu Formation (Upper Devonian–Lower Carboniferous) in the type area – the south of Tchernyshev Uplift. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 546-559. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-546-559>
- Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs Institute Senckenberg*, (121), 115 p.