

УДК 56.016.3+565.33+552.5+550.42:546.027+551.734.5 (551.1)

БИО-, ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ПОТЕНЦИАЛ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫХ КОРРЕЛЯЦИЙ

О.П. Изокh^{1,2,3}, Н.Г. Изокh¹, Б.М. Попов¹, С.В. Сараев¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

На территории Колывань-Томской складчатой области изучен карбонатно-рифогенний тип разрезов верхнего девона в правобережье р. Томь. Фациальные условия свидетельствуют о преобладании в обнаженной части рифовой системы, возникшей в режиме активной континентальной окраины, отложений передового склона и краевой части бассейна. Выявленные ассоциации конодонтов представлены космополитными таксонами родов *Ancyrodella*, *Ancyrolepis*, *Icriodus*, *Mehlina*, *Palmatolepis*, *Polygnathus* и «*Polylophodonta*». Они характеризуют конодонтовые зоны *punctata-jamieae*, *rhenana-linguiformis*, *triangularis* и *Lower crepida*. Наибольшее разнообразие конодонтов выявлено в пограничном интервале зон *triangularis* и *crepida*. Проведен анализ биофациального распределения ostrакод, выделены характерные ассоциации и установлена их приуроченность к определенным частям палеобассейна. Для пограничных этапов подъярусов типичны ассоциации как с гладкими, так и скользящими раковинами. В нижней части подъяруса преобладают гладкие формы, а для средней и верхней частей подъярусов характерны формы с бугорчатой и ячеистой поверхностью. Прослежены в соломинской свите верхнего франа слои с *Hollinella valentinae*, а в косоутесовских и низах митихинских слоев нижнего фамена слои с *Acratia granuliformis*. На основе полученных изотопно-геохимических данных в разрезах верхнего девона юга Западной Сибири выявлены франские глобальные события — Middlesex/Punctata и Upper Kellwasser, стратиграфическое положение которых подтверждается палеонтологическими данными, а также С-изотопная отрицательная аномалия, имеющая глобальное распространение. На этих рубежах вследствие эвстатических колебаний уровня моря происходят изменения режима седиментации, с которыми сопряжены фаунистические изменения.

Конодонты, ostracоды, изотопы, углерод, кислород, литология карбонатных отложений, франский и фаменский ярусы, события, Западная Сибирь

BIO-, LITHOSTRATIGRAPHIC AND GEOCHEMICAL MARKERS OF GLOBAL EVENTS IN THE UPPER DEVONIAN OF THE SOUTH OF WESTERN SIBERIA AND THEIR VALUE FOR INTER-REGIONAL CORRELATIONS

О.П. Изокh, Н.Г. Изокh, Б.М. Попов, С.В. Сараев

Upper Devonian carbonate reef complexes have been studied on the territory of the Kolyvan-Tom' Folded Area in sections in the right bank of Tom' River. Facies analysis of the exposed part of the reef complex indicates the predominance of fore-reef and continental margin depositional environments of a tectonically active margin. The identified conodont associations are represented by cosmopolitan representatives of the genera *Ancyrodella*, *Ancyrolepis*, *Icriodus*, *Mehlina*, *Palmatolepis*, *Polygnathus* and «*Polylophodonta*» suggesting a correlation with the *punctata-jamieae*, *rhenana-linguiformis*, *triangularis* and *Lower crepida* conodont zones. The largest conodont diversity occurs at the *triangularis/crepida* boundary. Biofacies analysis of ostracod distribution has led to identification of characteristic associations and their restriction to certain parts of the palaeobasin. Substage boundaries yielded ostracods with both smooth and ornamented shells. In the lower part of the substages, smooth forms predominate, whereas the middle and upper parts of the substages are characterised by forms with tuberculate and reticulated surface. *Hollinella valentinae* Beds were traced in the Upper Frasnian Solomino Formation, and *Acratia granuliformis* Beds were traced in the Lower Famennian Kosoy Utyos and lower Mitikha members. Isotope geochemistry of the Upper Devonian sections of the south of Western Siberia reveals Frasnian global events — the Middlesex/Punctata and the Upper Kellwasser, their stratigraphic position confirmed by palaeontological data, as well as by the globally expressed negative carbon isotope anomaly. These boundaries are marked by changes in depositional regime reflecting sea-level eustatic fluctuations, which are complemented with faunal changes.

Conodonts, ostracods, isotopes, carbon, oxygen, carbonates, Frasnian and Famennian stages, lithology of carbonate deposits, events, Western Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Анализ и обобщение литологических, палеонтологических и изотопно-геохимических данных, широко используемых в решении проблем корреляции и расчленения осадочных отложений, также может применяться для палеоэкологических реконструкций. Однако такого рода исследования до сих пор немногочисленны и приурочены к отдельным регионам и возрастным срезам, при этом большая их часть сосредоточена на докембрии [Покровский и др., 2006а, 2006б; Cui et al., 2016; и др.]. Для девонского периода такие исследования встречаются нечасто [Racki et al., 2008; и др.]. Позднедевонская эпоха характеризуется значительными изменениями в биотическом мире, приведшими к одному из пяти крупнейших массовых вымираний в истории фанерозоя, названное как событие Kellwasser [Eder et al., 1977; Schindler, 1990]. Это биотическое событие характеризуется возникновением аноксических условий в различных бассейнах седиментации. С ними связано массовое развитие черносланцевых горизонтов, которые отражают условия, способствующие накоплению и консервации органического вещества в бассейне [Walliser, 1996; Алексеев, 2000; Riquier et al., 2006]. С их появлением совпадает во времени утяжеление изотопного состава углерода в карбонатных породах, отмеченное во многих разрезах Европы [Holser, 1997; Joachimski et al., 2002]. В последнее время появляется все больше информации о более значительных изменениях изотопного состава углерода в средней части франского яруса верхнего девона, но с которыми не связаны значительные объемы захороненного органического вещества [Yans et al., 2007; Ma et al., 2008; Racki et al., 2008; Morrow et al., 2009; Pisarzowska et al., 2020; Izokh et al., 2015].

Для выяснения причин этих изменений активно привлекаются палеонтологические материалы и проводятся палеоэкологические реконструкции с использованием различных изотопно-геохимических данных. Наиболее представительные данные, свидетельствующие о палеоэкологических изменениях, получены для верхнедевонских палеобассейнов юга Польши [Sobstel et al., 2006] и Рудного Алтая [Izokh et al., 2015]. Проведенные для них биофициальные исследования конодонтов показали, что основные изменения (перевороты) в биофациях приурочены к углублению бассейна и сопоставляются с глобальными событиями (Timan, Middlesex/Punctata и Kellwasser) и сопровождаются $\delta^{13}\text{C}$ экскурсами [Sobstel et al., 2006; Izokh et al., 2015].

В настоящей работе проводится сопоставление литологических изменений в верхнедевонских отложениях юга Западной Сибири с палеонтологическими и изотопно-геохимическими данными. Сравнение распространения комплексов микрофaуны с вариациями абиотических параметров среды обитания, установленными по совокупности изотопно-геохимических данных, помогло выделить основные рубежи палеоэкологических перестроек в бассейне седиментации и установить степень влияния тех или иных факторов на морфологические изменения микрофaуны в позднем девоне.

СТРАТИГРАФИЯ

Колывань-Томская складчатая зона (КТСЗ) в современной интерпретации представляет собой герцинское (позднепалеозойско-раннемезозойское) покровно-складчатое образование. Оно сложено среднедевонско-нижнекаменноугольными отложениями, которые тектонически рассечены на систему пологозалегающих пластин (шарьяжей), надвинутых с запада и северо-запада на угленосный верхний палеозой Кузбасса и более древние породы Салаира [Геодинамика..., 1999] (рис. 1). На этой территории доступны для изучения верхнедевонские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения с обильными остатками бентосной и пелагической фауны [Решения..., 1959, 1982; Ржонсницкая, 1973; и др.]. Территориально эти разрезы часто рассматривают также как принадлежащие окраинам Кузнецкого бассейна [Решения..., 1959, 1982].

Первая стратиграфическая последовательность девонских отложений (таблица) была опубликована Г.Г. Петцем [1901]. Более детальное расчленение с выделением толщ и горизонтов представлено А.В. Тыжновым [1931].

Начиная с 50-х годов прошлого столетия проводились специальные биостратиграфические, палеонтологические и палеоэкологические работы, результаты которых были опубликованы в серии монографий [Бельская, 1960; Биостратиграфия..., 1960; Ржонсницкая, 1952, 1968, 1973; и др.]. Эти результаты были положены в основу разработки унифицированных стратиграфических схем девона западной части Алтас-Саянской складчатой области (см. таблицу) [Решения..., 1959, 1982]. Традиционно обоснование нижних границ горизонтов, в том числе франского и фаменского ярусов в КТСЗ проводилось по смене брахиоподовых комплексов [Тыжнов, 1931; Ржонсницкая, 1952, 1968, 1973; Грацианова, 1983; Типовые разрезы..., 1992; и др.]. В настоящее время существует необходимость изучения конодонтов в связи с тем, что многие их таксоны были выбраны в качестве зональных видов-индексов для обоснования положения нижних границ ярусов девонской системы [Becker et al., 2012, 2020; и др.].

При детальных исследованиях верхнедевонских отложений в последние годы было уделено уже больше внимания изучению микрофaуны — конодонтов, фораминифер и ихтиофaуны [Задорожный, 1987; Ратанов, Аксенова, 1991; Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 1997; Ключевые разрезы..., 2004;

Тимохина, Родина, 2015; и др.]. На основе полученных материалов были выделены зональные интервалы по конодонтам, фораминиферам и ихтиофауне для франского и низов фаменского ярусов. Параллельно с конодонтами изучены и остракоды, представители бентосной мелкораковинной фауны, которые встречаются в разных типах пород. Совместное исследование этих групп фауны позволит скоррелировать зональные подразделения по микрофауне с конодонтовыми зонами.

В конце прошлого столетия были переизучены типовые выходы верхнего девона КТСЗ и установлено, что часто они представляли собой изолированные небольшие обнажения с неясными нижними и верхними стратиграфическими границами. Исходя из имеющихся данных, на заседании СибРМСК в 1996 г. было предложено упразднить терехинский, курлякский и глубокинский горизонты, что привело к уточнению действующей стратиграфической схемы франского яруса верхнего девона западной части Алтая-Саянской складчатой области [Yolkin et al., 1997; Легенда..., 1999; и др.]. Следует также отметить, что некоторые выходы глубокинской свиты были отнесены частично к пожарищевской, а другие — к соломинской свите [Yolkin et al., 1997]. Последующие исследования в 2000-х годах глубокинской свиты по рекам Глубокая, Большая Стрелина, Томь и в Соломинском карьере около г. Топки показали, что эта свита во всех этих разрезах представлена единой последовательностью слоев большой мощности и имеет право на восстановление в стратиграфической схеме.

Наибольший интерес для комплексного исследования представляют разрезы по правому берегу р. Томь между пос. Известковый (разрез Косой Утес) и с. Колмогорово (Пещеркинские скалы или Глубокинский палеориф), в которых наблюдается последовательность франских и нижнефаменских отло-

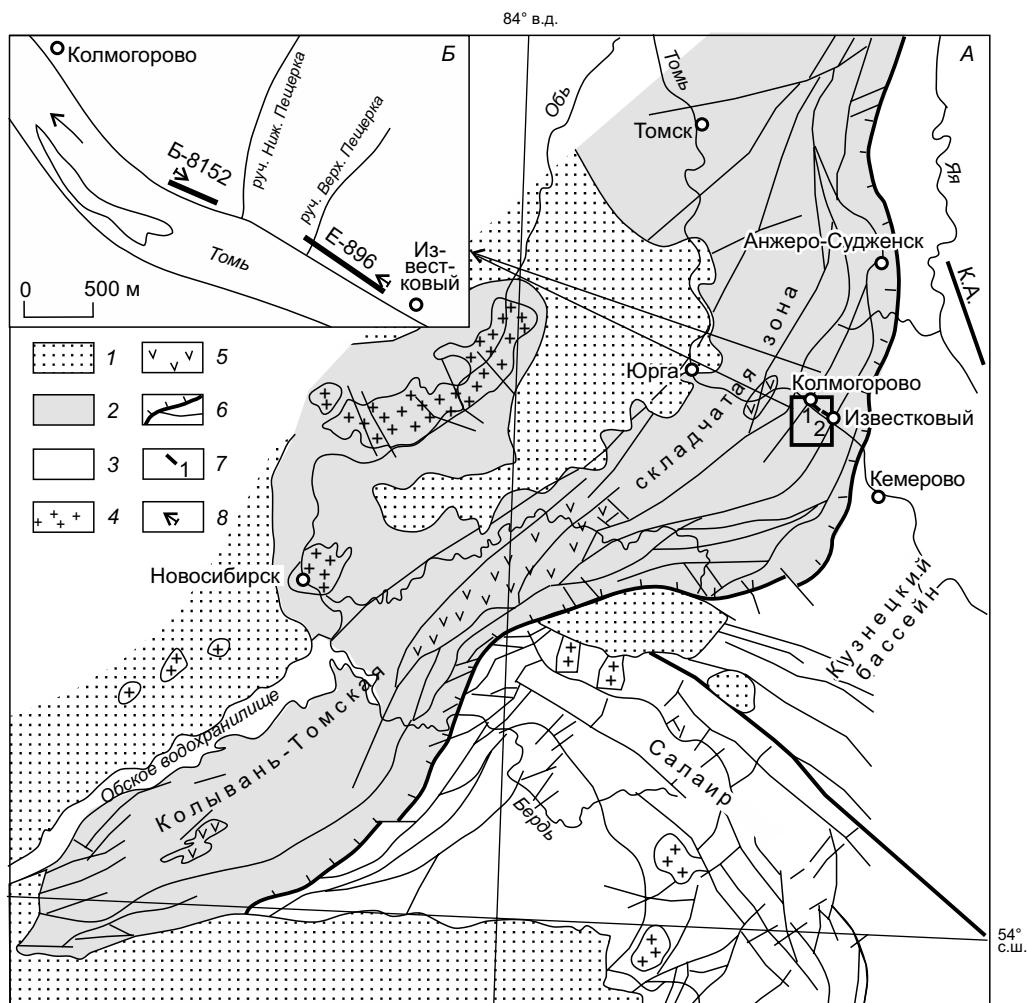


Рис. 1. Схематическая карта Колывань-Томской складчатой зоны и местоположение изученных разрезов, расположенных по правому берегу р. Томь ниже г. Кемерово [Геодинамика..., 1999] (А); местоположение изученных разрезов (Б).

1 — мезозой и кайнозой, 2 — палеозой КТСЗ, 3 — палеозой Салаира, Кузнецкого бассейна и Кузнецкого Алатау (К.А.), 4 — интрузии, 5 — живетские эфузивы, 6 — тектонические нарушения, 7 — линия геологического разреза: 1 — Б-8152 (Пещеркинские скалы или Глубокинский палеориф), 2 — Е-896 (Косой Утес), 8 — начало разреза.

История развития региональной стратиграфической схемы средне- и верхнедевонских отложений Зарубинско-Лебединской структурно-фациальной полоны Колывань-Томской складчатой зоны

OCII * э	[Петц, 1901]	[Тыжнов, 1931]	[Рюнинецкая, 1952]	[Решения..., 1959]	[Решения..., 1982]	[Легенда..., 1999]	[Becker et al., 2012]	OCII * э	[Настоящая работа]
D ₃ Северо-западная окраина Кузбасса	Зарубинский район	Зарубинский тип разреза	Кузбасс	Кузбасс	Кузбасс	Зона по конодонтам	OCII * э	Зарубинско- Лебединская СФПЗ, КТСЗ	OCII * э
D ₂ Топца, горизонт	Б.	Слои, топца	Горизонт	Горизонт, сплошной	Горизонт, сплошной				
D ₃ Красноцветные песч. сланцы, конгломераты	Б.	Верхняя красноцветная топча	Подонинская свита	Подонинский	Подонинский	Подонинская свита	Подонинский	Подонинский (нижняя часть)	Подонинский (нижняя часть)
D ₃ Глинистые сланцы по р. Кирк с Goniatites multilobatus	Б.	Верхние зеленые столбы	Подподонинские	Подподонинская топча	Подподонинская топча	Подподонинская топча	Подподонинская топча	Подподонинская топча	Подподонинская топча
D ₃ Известняки Косого Утеса	Б.	Известняки Косого Утеса	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₃ Промежуточная топча и глубокинский изв.	Б.	Промежуточная топча и глубокинский изв.	Соломинские	Соломинские	Соломинский	Соломинский	Соломинский	Соломинский	Соломинский
D ₃ глубокинские известняки со Spirifer cabedanii, Sp. disjunctus, Sp. archiaci	Б.	Серые пожаричевские сланцы	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Слои со String.burini (?), Sp. anossifi	Б.	Ниж. зеленые сланцы Аскольдовский песчаник	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Слои со String.burini (?), Sp. anossifi	Б.	Зарубинские топча	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Зарубинская топча	Б.	Зарубинские топча	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатская	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатская	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин	Фаменхкин
D ₂ Мазаловско- китатский	Б.	Мазаловско- китатский	Фаменхкин						

жений с богатой фауной (брахиоподы, кораллы, строматопороиды, фораминиферы, конодонты, ихтиофауна и др.). Они неоднократно изучались многими исследователями и были продемонстрированы на международных и российских экскурсиях, в том числе и V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе РФ [Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 2001; Middle-Upper..., 2011; Хромых, 2011, 2013; и др.]. Разрез Косой Утес является одним из немногих в КТСЗ, в котором изначально по брахиоподам *Mesoplica meisteri* (Peetz), *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *Athyris globularis* (Phill.) была прослежена граница франского и фаменского ярусов в основании косоутесовских слоев [Тыжнов, 1931; Ржонсницкая, 1968, 1973; Грацианова, 1983; Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 2001; Ключевые разрезы..., 2004; и др.]. Однако положение границы в разрезе разными авторами понимается неоднозначно. По данным Е.А. Елкина с соавторами, эта граница проводится в разрезе Косой Утес в основании слоя E-896-17 [Yolkin et al., 2001; Ключевые разрезы..., 2004; Middle-Upper..., 2011]. Согласно материалам, представленным В.И. Красновым, Я.М. Гутаком и другими, она указана в основании слоя 13 обнажения 17/89 (аналог слоя 18 разреза E-896) [Типовые разрезы..., 1992]. Для окончательного решения этого вопроса необходимо провести дальнейшее комплексное исследование разреза и обсуждение полученных материалов на коллоквиумах.

В настоящей работе нами приведены материалы по изучению верхнедевонских отложений КТСЗ — глубокинской и соломинской свит франского яруса, косоутесовских и митихинских слоев пещеркинского горизонта нижнего фамена, обнажающихся по правому берегу р. Томь.

Глубокинская свита (слои, известняк) выделена А.В. Тыжновым [1931]. В качестве стратотипа назначен разрез по правому берегу р. Глубокая [Стратиграфический словарь..., 1975]. Ее выходы наблюдаются также по правому берегу р. Томь (пос. Известковый и выше с. Колмогорово), рек Большая Стрелина и Боец (дер. Соломино). В настоящее время наиболее полный ее разрез вскрыт в Соломинском карьере (г. Топки), где достаточно четко видны ее согласные контакты с перекрывающей соломинской свитой [Middle-Upper..., 2011]. Здесь она представлена в нижней части темно-серыми до черных слоистыми песчанистыми известняками, а в верхней части — серыми массивно-слоистыми известняками, в кровле которых они имеют розоватый оттенок. Мощность свиты достигает 300 м [Тыжнов, 1931; Ржонсницкая, 1968, 1973]. По брахиоподам, фораминиферам и ихтиофауне возраст глубокинской свиты был определен как позднефранский [Ржонсницкая, 1968; Задорожный, 1987; Тимохина, Родина, 2015]. Конодонты, встреченные в глубокинской свите, имеют широкий стратиграфический интервал и характеризуют средний фран [Типовые разрезы..., 1992; Ключевые разрезы..., 2004; Middle-Upper..., 2011].

Соломинская свита (горизонт) выделена А.В. Тыжновым [1931] как промежуточная толща и позднее была переименована М.А. Ржонсницкой [1952]. Ее стратотип находится по р. Большая Стрелина между деревнями Щелкино и Соломино. Наиболее полный ее разрез расположен по правому берегу р. Томь ниже пос. Известковый (бывший пос. Известковый завод). Она представлена известковистыми алевролитами и песчаниками, с прослойками глинистых и песчанистых известняков. Мощность ее достигает 100 м. Свита залегает согласно на известняках глубокинской свиты и также согласно сменяется косоутесовскими слоями пещеркинского горизонта, соответствует брахиоподовой зоне *Anathyris ussoffi* верхнего франа [Ржонсницкая, 1968, 1973; Стратиграфический словарь..., 1975]. Комплекс конодонтов соломинской свиты немногочисленный и включает таксоны *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, *Palmatolepis hassi* Müller et Müller, *Pal. cf. Pal. praetriangularis* Ziegler et Sandberg, *Polygnathus evidens* Klapper et Lane, «*Polylophodonta*» *samueli* (Klapper et Lane) и другие, характерные для зон *rhenana* и *linguiformis* верхнего франа [Типовые разрезы..., 1992; Ключевые разрезы..., 2004; Middle-Upper..., 2011].

Косоутесовские слои (горизонт, свита, известняки) выделены А.В. Тыжновым [1931] как известняки Косого Утеса на правом берегу р. Томь. Они представлены темно-серыми, тонкослоистыми, конгломератовидными, слабопесчанистыми известняками мощностью около 30 м. Эти слои содержат раннефаменский комплекс брахиопод *Mesoplica meisteri* Peetz, *M. praelonga* Sow., *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalfin, *C. verneuili* Murchison и *Athyris globularis* Phillips нижней части зоны *Cyrtospirifer tschernyschewi*. Косоутесовские слои имеют согласные границы с соломинской свитой франского яруса и с перекрывающими митихинскими слоями фаменского яруса [Ржонсницкая, 1968, 1973; Стратиграфический словарь..., 1975].

Митихинские слои первоначально были выделены А.В. Тыжновым [1931] под названием «зеленые сланцы», а позднее П.С. Лазуткиным — как подподонинские слои [Ржонсницкая, 1968] и переименованы М.А. Ржонсницкой [1964] по р. Митиха, правому притоку р. Иня (Кемеровская область). В качестве стратотипа назначен разрез Косой Утес на правом берегу р. Томь, между устьями ручьев Верхняя и Нижняя Пещерка. Они представлены зеленовато- и желтовато-серыми слабоизвестковистыми глинистыми алевролитами и аргиллитами с прослойками песчанистых известняков и конгломератовидных известняков. Мощность их достигает 100—150 м. По характерному комплексу брахиопод *Mesoplica praelonga* Sow., *Pugnax rigauxi* Mark., *Camarotoechia boloniensis glubokiensis* Rzon., *Cyrtospirifer verneuili* Murch., *C. cf. tschernyschewi* Khalf. и *Athyris angelica* Hall соответствуют верхней части зоны *Cyrtospirifer tschernyschewi*. В нижней части слоев обнаружен комплекс конодонтов нижней части зоны *crepida* [Типовые разрезы..., 1992; Ключевые разрезы..., 2004; Middle-Upper..., 2011].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для комплексных (биостратиграфических, седиментологических и изотопно-геохимических) исследований верхнедевонских отложений нами были выбраны два разреза, расположенные на правом берегу р. Томь между пос. Известковый и с. Колмогорово (см. рис. 1). Расстояние между ними около 1 км. Здесь наблюдаются выходы глубокинской и соломинской свит франского яруса, косоутесовских и митихинских слоев пещеркинского горизонта фаменского яруса Зарубинско-Лебедянской структурно-фациальной подзоны КТСЗ. Важным при выборе разрезов для изучения является еще и то, что именно в разрезе Косой Утес по брахиоподам было обосновано положение нижней границы фаменского яруса в КТСЗ [Ржонсницкая, 1968; и др.].

Полевое описание изученных разрезов Косой Утес (Е-896) и Пещеркинские скалы (Б-8152) опубликовано в коллективной монографии [Ключевые разрезы..., 2004], которое нами было использовано в данной работе. Седиментологические особенности пород были дополнены при повторном описании разрезов и изучении литологических шлифов.

Опробование на микрофауну проводилось детально, а с некоторых интервалов образцы были собраны попластно. Для извлечения микрофауны из породы методом химической дезинтеграции использовались различные химреактивы. Химическое растворение карбонатов содержащих пород проводилось по традиционной методике в слабых растворах (5—7 %) муравьиной и уксусной кислот. Всего было обработано в разрезе Пещеркинские скалы 164 образца весом около 400 кг, из них только в 64 образцах было найдено 300 конодонтовых платформенных и рамиформных элементов, а также раковины остракод и остатки ихтиофауны. Из разреза Косой Утес обработано около 200 образцов весом 300 кг. Содержание конодонтовых элементов в образцах разное, максимально до 1000 экземпляров на 1 кг породы в митихинских слоях. Выделенные конодонтовые элементы (около 2000 экземпляров) коричневого цвета, хорошей и удовлетворительной сохранности.

Для извлечения раковин остракод из породы был использован также температурный контрастный метод — плавление в гипосульфите натрия с последующим охлаждением расплавленного раствора. При остывании раствор гипосульфита натрия увеличивается в объеме и разрушает породу. Поверхность раковины остракод при этом методе не коррозируется, и сохраняются тонкие морфологические элементы. Коллекция верхнедевонских остракод насчитывает около 500 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

Коллекции микрофауны хранятся в лабораториях палеонтологии и стратиграфии палеозоя, микропалеонтологии, а также в Центре коллективного пользования (ЦКП) «ГЕОХРОН» ИНГГ СО РАН под номерами Б-8152, Б-8151 и Е-896. Фотографирование микрофауны выполнено в Аналитическом центре коллективного пользования ИГМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе фирмы TESCAN MIRA3.

Отбор образцов для изотопных исследований осуществлялся в два этапа — в 2004 и 2007 гг. На первом этапе проводилось измерение С и О изотопного и химического состава карбонатов, на втором — отбор проводился с целью детализации С и О изотопных данных. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 с установкой Gas Bench II. Разложение проб и стандартов NBS-18 и NBS-19 проводилось с помощью H_3PO_4 при 60 °C. Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ приводятся (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ составляет $\pm 0.2\text{‰}$.

Для изучения содержаний Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в карбонатном веществе высверливался порошок навеской 100 мг из образцов, по которым изучались $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$. Этот порошок был растворен в 1N растворе соляной кислоты в течение нескольких часов при комнатной температуре. Нерастворимый остаток далее отделялся центрифугированием. Концентрации Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в растворе были определены методом ICP-MS (Element 2 Finnigan). Все аналитические работы проводились в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

ЛИТОЛОГИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ

В литологическом разделе приводится описание двух крупных фрагментов общего разреза верхнего девона на правом берегу р. Томь ниже г. Кемерово — разрез Пещеркинские скалы и разрез Косой Утес. Их выбор связан с преобладающим карбонатным составом и полученным по ним в последнее время обширным изотопно-геохимическим материалом. Карбонатно-терригенный тип общего разреза верхнего девона в этом районе охарактеризован литологическими и геохимическими методами в недавней работе [Сараев, Ганашилин, 2022]. При литологическом описании разрезов для привязки к общему разрезу палеонтологических данных, полученных в более ранних работах авторов [Ключевые разрезы..., 2004; и др.], сохраняется приведенная в них нумерация слоев.



Рис. 2. Фотопанорама разреза Пещеркинские скалы (Б-8152) глубокинской и соломинской свит франского яруса по правому берегу р. Томь.

Разрез Пещеркинские скалы

Разрез (Б-8152) находится на правом берегу р. Томь ниже устья руч. Ниж. Пещерка (рис. 1, 2). Он представлен скальным обнажением с крутым залеганием слоев (опрокинутым в нижней части разреза). Начало разреза находится в нижнем по течению конце обнажения. Разбивка на слои (пакеты слоев) сохранена согласно работе [Ключевые разрезы..., 2004]. Стратиграфически снизу вверх:

	Мощность, м
Слой 1а. Темно-серые тонкообломочные известняки (кальцсилиты, пелитоморфные известняки) с локально проявленными участками окремнения, с мелкими лепешкообразными и изометричными строматопоратами (первые сантиметры) и удлиненными кремнистыми конкрециями размером до 5 × 15 см. Кальцсилиты сложены однообразными изометричными комковатыми зернами (0.025—0.050 мм) пелитоморфного известняка с незначительным содержанием микрокристаллического прозрачного цемента. Встречаются редкие остатки ругоз, брахиопод, мшанок и незначительная примесь алевритового кварца.	10.0
Слой 1б. Темно-серые кальцсилиты, тонкозернистые калькарены массивные толстослоистые с пологобуристыми поверхностями напластования, с редкими черными кремнистыми конкрециями. Калькарены сложены изометричными округлыми обломками пелитоморфных известняков и (в равном количестве) полуокатанными, неокатанными обломками криноидей. Незначительная примесь силикокластики представлена свежими кристаллами плагиоклаза песчаной размерности и вулканогенного кварца. Встречаются единичные ругозы, брахиоподы, мелкие строматопораты.	9.6
Слой 2 (соответствует слою 2 [Ключевые разрезы..., 2004, с. 98]), он подразделяется, снизу вверх:	
Слой 2а. Массивные иловые известняки (преобладают), кальцсилиты, тонкозернистые калькарены с более редкими прослойями разной мощности мелко-, средне-, крупнозернистых калькаренитов и кальцрудитов, с полойными приживленными скоплениями обособленных и колониальных ругоз, табулят, строматопорат (фации иловых холмов). Полуокатанные, реже окатанные и неокатанные биокласты принадлежат криноидеям, кораллам, амфиорам, реже встречаются мелкие литокласти пелитоморфных известняков. Осадки плохо сортированы, как правило, плохо промыты. Рассеянная в породе силикокластика представлена свежими плагиоклазами и хорошо ограниченными мелкими кристаллами вулканогенного кварца, нередко вулканокластика образует приживленные включения в более крупных биокластах кораллов.	62.0
Слой 2б. Калькарены криноидные светло-серые, крупнозернистые хорошо сортированные и промытые с полуокатанными и окатанными обломками криноидей, редко брахиопод практически без цемента, с конформной структурой.	10.0
Слой 2в. Чередование плохо сортированных биокалькаренитов, мелкообломочных рудитов с окатанными и полуокатанными обломками, оползневых известняковых брекчий, конгломератовидных известняков, слабоглинистых известняков тонких прослоев известковистых аргиллитов и известково-алевритоглинистых пород. В составе мелко-, средне-, крупнозернистых калькаренитов в отдельных прослоях преобладают либо обломки криноидей, либо кораллов. Встречающиеся конгломератовидные известняки являются типичными палеосейсмитами — седиментационно-будинированными исходными переслаивающимися известковыми и глинистыми осадками. При палеосейсмических толчках на плоском дне бассейна происходила трансформация прослоев чистых известняков в будины-обломки, а глинистые, известково-глинистые прослои из-за задержки начальной литификации преобразовывались в пластичный матрикс [Seilacher, 1969; Сараев, 2012].	15.0
Слой 3. Биокалькарены серые крупно-, грубозернистые массивные толстослоистые с крупными (рудитовыми) включениями фрагментов строматопоройдей, ругоз, брахиопод, мшанок. В калькаренитах преобладают обломки криноидей, менее распространены обломки кораллов. Встречаются редкие обломки плагиоклаза и вулканического кварца.	8.5

- Слой 4. Биокалькарениты серые крупно-, среднезернистые с преобладанием обломков криноидей, хорошо промытые с пологобугристыми поверхностями наслоения. Обломки полуокатанные, упаковка зерен плотная с отсутствием цемента, развита конформная структура. Встречаются редкие литокласти тонкозернистых калькаренитов. В редких прослоях наблюдается пленочный глинистый цемент. Вблизи подошвы отмечен прослой (1.5 м) оползневых известняковых брекчий с незначительным количеством известково-глинистого матрикса. 13.0
- Слой 5. Биокалькарениты толстослоистые серые крупно-, грубозернистые, биокалькрудиты частично пятнисто перекристаллизованные. В нижней части среди окатанных и полуокатанных обломков преобладают кораллы, сортировка отсутствует (песчаные и гравийные фракции). В верхней части резко преобладают обломки песчаной размерности криноидей с литокластами алевритовых известняков. Силикокластика наблюдается как в калькаренах, так и в прижизненных включениях в крупных обломках кораллов. Как правило, породы хорошо промыты, при полном отсутствии цемента развивается конформная структура. 10.0
- Слой 6. Конгломератовидные известняки, относящиеся к типичным палеосейсмитам. В будинах-обломках встречаются остатки ругоз и брахиопод. 1.2
- Слой 7. Биокалькарениты серые массивные плохо сортированные, хорошо промытые с остатками ругоз, брахиопод и мелких колоний табулят. Обломки полуокатанные и окатанные, преобладают фрагменты криноидей, которые в отсутствии цемента нередко трансформируются в однородный крупнокристаллический агрегат с потерей границ обломков. 3.3
- Слой 8. Биокалькарениты, калькарениторудиты с остатками амфипор, колониальных и одиночных ругоз. Полуокатанные обломки в калькаренах представлены главным образом кораллами, часто обломки обволакиваются тонкой углеродисто-глинистой пленкой. 9.0
- Слой 9. Преобладают конгломератовидные известняки — седиментационно-нарушенное первичное переслаивание известняков и тонких известково-глинистых слоек (палеосейсмиты). Седиментационные будины сложены плохо сортированными тонко-, мелко-, среднезернистыми биокалькаренитами, где в качестве обломков присутствуют фрагменты криноидей, кораллов, брахиопод, хиолитов, тентакулитов, гастропод, литокласти пелитоморфных известняков, плагиоклаз. Более редки прослои грубозернистых биокалькаренитов-рудитов (обломки 2—4 мм), где резко преобладают фрагменты кораллов, часто окруженные пленками глинистого вещества. Глинисто-известковый матрикс представлен тонкообломочными калькаренитами с резко изменчивым содержанием глинистого (гидрослюдистого) вещества. 10.0
- Слой 10. В нижней части (10—15 м) преобладают иловые, тонкообломочные известняки с часто встречающимися крупными пластообразными ценостиумами строматопоридей. Среди тонкообломочных известняков отмечаются многочисленные линзы (толщиной доли — первые метры) мелкообломочных либо-биорудитов, отвечающие вертикальным сечениям рифовых каналов. Гравийные обломки окатанные, полуокатанные. Наблюдаются мелкие колонии табулят. Выше преобладают грубозернистые биокалькарениты, калькрудиты с колониями табулят в прижизненном (?) и перемещенном (опрокинутом) виде. Распространены более крупные рифовые каналы (около 10 м), заполненные фрагментами колоний табулят. Появляются прослой (первые сантиметры—десятка сантиметров) с градационным распределением крупнообломочного песчаного, гравийного и галечного известнякового материала, являющиеся, по-видимому, результатом проявления штормовых процессов. В верхней половине слоя преобладает галечно-гравийный известняковый материал, заполняющий промежутки между колониями строматопоридей, табулят. В петрографическом отношении калькарениты, как правило, грубозернистые с преобладанием обломков криноидей над обломками кораллов, хорошо промытые. Наблюдаются конформные структуры. Обломки обладают разной окатанностью. Обломки вулканогенного кварца песчаной размерности редки. Биорудиты сложены окатанными, полуокатанными, реже неокатанными обломками (2—10 мм) кораллов, криноидей, редко строматопоридей, а также литокластами мелко-, тонкозернистых калькаренитов. 28.0
- Слой 11. Биокалькарениты массивные толстоплитчатые грубо-, крупнозернистые с полуокатанными и неокатанными обломками кораллов и криноидей без илового цемента с конформной структурой. В обломках кораллов иногда встречаются прижизненные вростки вулканогенного кварца мелкопесчаной размерности. 13.0
- Слой 12. С своеобразные известняковые мелкоскользящие (3—5 см) брекчии с пленочным глинистым цементом. Характерны конформно-сливная структура, многочисленные железисто-глинистые стилолиты. Встречаются редкие кристаллы вулканического кварца. 1.2
- Слой 13. Переслаивание несортированных биокалькаренитов и мелкообломочных рудитов с более редкими тонкими прослоями известково-глинистых пород. Встречаются остатки крупных строматопорат и ругоз. У кровли вскрывается прослой (3 м) массивных серых биокалькаренитов крупно-, грубозернистых с преобладающими окатанными и полуокатанными обломками криноидей. Осадки хорошо промыты, широко развита конформная структура. 14.0
- Слой 14. В нижней части (20 м) вскрываются биокалькрудиты, калькарениты с крупными пластообразными строматопоратами как в прижизненном, так и, по-видимому, в перемещенном положении. Изредка появляются тонкие прерывистые прослои известково-глинистых пород. Окатанность галек слабая (в отличие от слоя 10). Мелкие колонии табулят и их фрагменты, как правило, находятся в перемещенном, часто опрокинутом положении. Биогенный обломочный материал резко несортированный — от валунного (фрагменты колоний табулят и строматопорат) до галечно-гравийного и песчано-алевритового. Верхняя часть слоя приобретает большее сходство со слоем 10: встречаются такие же колонии строматопорат и табулят, «засыпанные» гравийно-песчаным или галечно-гравийным известняковым материалом. Вместе с тем в отличие от слоя 10, колонии табулят и уплощенных строматопоридей деформированы. Линзовидные образования (отвечающие вертикальным сечениям рифовых каналов),

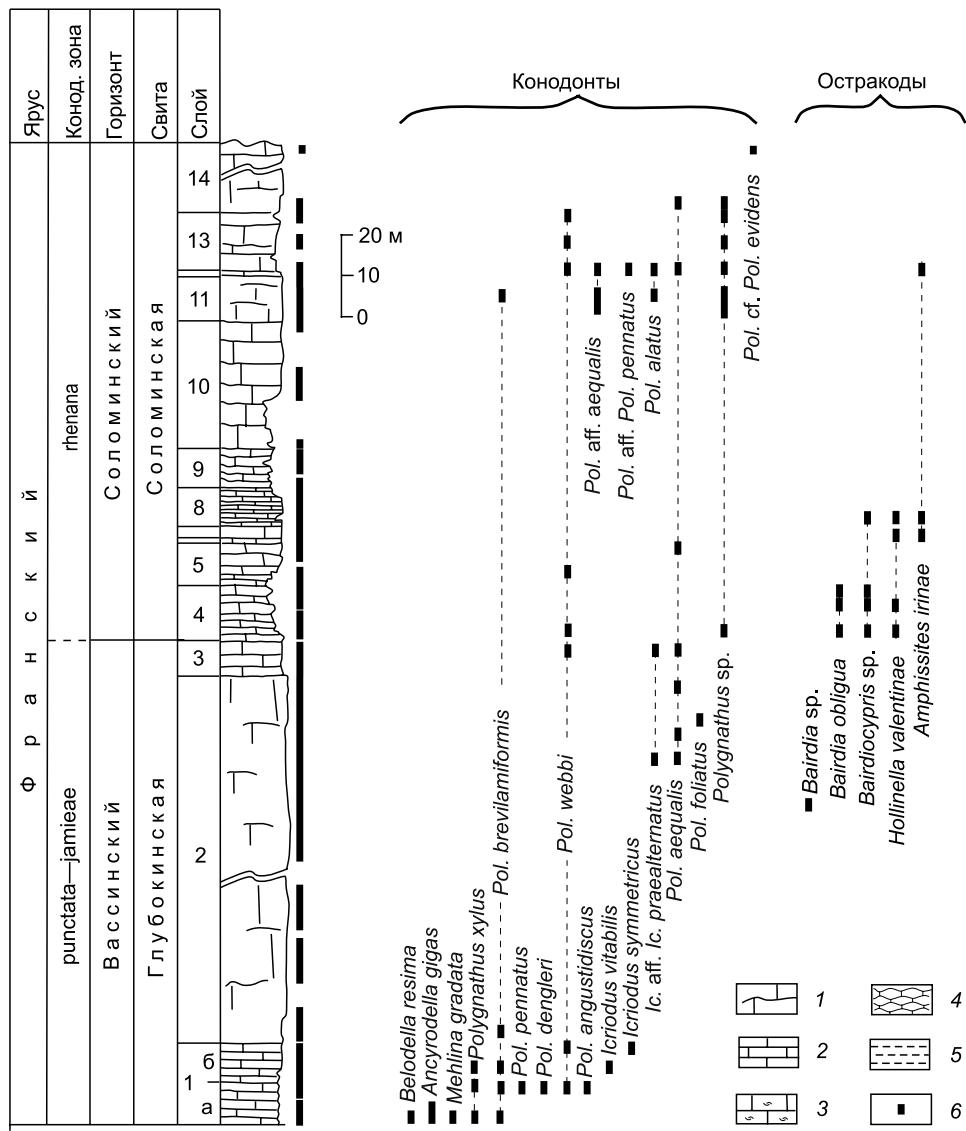


Рис. 3. Литологическая колонка и распространение конодонтов и остракод в глубокинской и соломинской свитах в разрезе Пещеркинские скалы (Б-8152).

1 — известняки массивные, 2 — известняки слоистые, 3 — известняки брахиоподовые (ракушняки), 4 — известняки глинистые, 5 — аргиллиты, 6 — интервал отбора образцов.

сложенные карбонатным гравием, также сильно изогнуты, деформированы, что, по-видимому, связано с седиментационным оползанием в обстановках развития передового рифового шлейфа. В составе грубозернистых калькар-нитов и мелкообломочных калькрудитов преобладают окатанные и полуокатанные либо обломки криноидей, либо кораллов с развитием конформных структур при хорошей промытости палеосадков. В гравийных обломках кораллов фиксируются приживленные включения кристаллов вулканогенного кварца. 75.0

Остракоды. В изученном разрезе (рис. 3) в массивно-слоистых известняках глубокинской свиты остракоды встречаются очень редко и представлены только одним видом *Bairdia* sp.

В слоистых карбонатных породах соломинской свиты встречены: *Bairdia obliqua* Rozhd., *Hollinella valentinae* Egorov, *Amphissites irinae* Gleb. et Zasp. и *Bairdiocypris* sp. Этот комплекс характеризует слои с *Hollinella valentinae* (Б-8152, слои 4—13) [Попов, 2021], которые ранее были прослежены в разрезах верхнего франа в Соломинском карьере и на р. Яя [Попов, 2019, 2021].

Конодонты. Распространение конодонтов в разрезе Пещеркинские скалы неравномерное (см. рис. 3, фототаблица). Наибольшее таксономическое разнообразие конодонтов установлено в нижней части разреза в глубокинской свите (слой 1). Изученная ассоциация включает таксоны родов *Polygnathus*,

Ancyrodella, *Icriodus*, *Mehlina* и *Belodella*, из которых чаще всего по всему разрезу встречаются платформенные элементы рода *Polygnathus*. Остальные роды определены только на нескольких уровнях и представлены единичными экземплярами. Следует также отметить отсутствие в разрезе представителей родов *Mesotaxis* и *Palmatolepis*, характерных для верхнего девона, что затрудняет проведение прямой корреляции со стандартной зональной шкалой, разработанной на основе первого появления таксонов этих родов [Ziegler, 1962; Ziegler, Sandberg, 1990].

Среди конодонтов определены в основном виды, стратиграфическое распространение которых отвечает франскому ярусу [Klapper, Lane, 1985; Барков и др., 1991; Ji, Ziegler, 1993; и др.]. В нижней части разреза встречены *Ancyrodella gigas* Youngquis, *Pol. angustidiscus* Youngquist, *Pol. brevilamiformis* Ovnatanova, *Pol. dengleri* Bischoff et Ziegler, *Pol. normalis* Miller et Youngquist, *Pol. pennatus* Hinde, *Pol. webbi* Stauffer, *Pol. xylus* Stauffer, *Icriodus vitabilis* Nazarova, *Ic. symmetricus* Branson et Mehl, *Mehlina gradata* Youngquis. Стратиграфически важными для этого интервала являются *Ancyrodella gigas* и *Pol. dengleri*, сонахождение которых может характеризовать нижнюю часть зоны *punctata* [Барков и др., 1991; Ovnatanova et al., 2017; и др.]. Найденные экземпляры *Ancyrodella gigas* наиболее близки голотипу этого вида, установленного в сланцах (формация Shell Rock) среднего франа зоны *punctata* верхней части толщи Cedar Valley штата Айова [Youngquist, 1947; Klapper, 1985, Text-fig. 3-GG; Witzke et al., 1988].

Обновление комплекса конодонтов происходит в верхней части слоя 2. На этом уровне появляются конодонты *Icriodus* aff. *Ic. praearternatus* Sandberg, Ziegler et Dreesen, *Pol. aequalis* Klapper et Lane и *Pol. foliatus* Briant. Распространение *Ic. praearternatus* отвечает интервалу от верхней части зоны *hassi* и включая Upper rhenana [Sandberg et al., 1992].

В средней части соломинской свиты вместе с *Pol. brevilamiformis* встречен *Pol. alatus* Huddle. В верхней части разреза вместе с проходящими снизу *Pol. webbi*, *Pol. aequalis* и *Polygnathus* sp. появляются *Pol. alatus* Huddle, *Pol. aff. Pol. aequalis* Klapper et Lane, *Pol. aff. Pol. pennatus* Hinde. В кровле разреза определен *Pol. cf. Pol. evidens* Klapper et Lane. Этот комплекс характеризует верхнефранский интервал.

Разрез Косой Утес

Изученный разрез находится на правом берегу р. Томь ниже пос. Известковый (см. рис. 1). Здесь наблюдается снизу вверх последовательность соломинской свиты, косоутесовских и митихинских слоев верхнего франа и нижнего фамена верхнего девона (рис. 4, 5).

Косоутесовские слои в нижней части разреза (Е-896) согласно залегают на слое 16 [Ключевые разрезы..., 2004, рис. 38] соломинской свиты, представленном серыми грубо-, крупнозернистыми калька-ренитами и более редкими слойками алевритоизвестково-глинистых пород.

Мощность, м

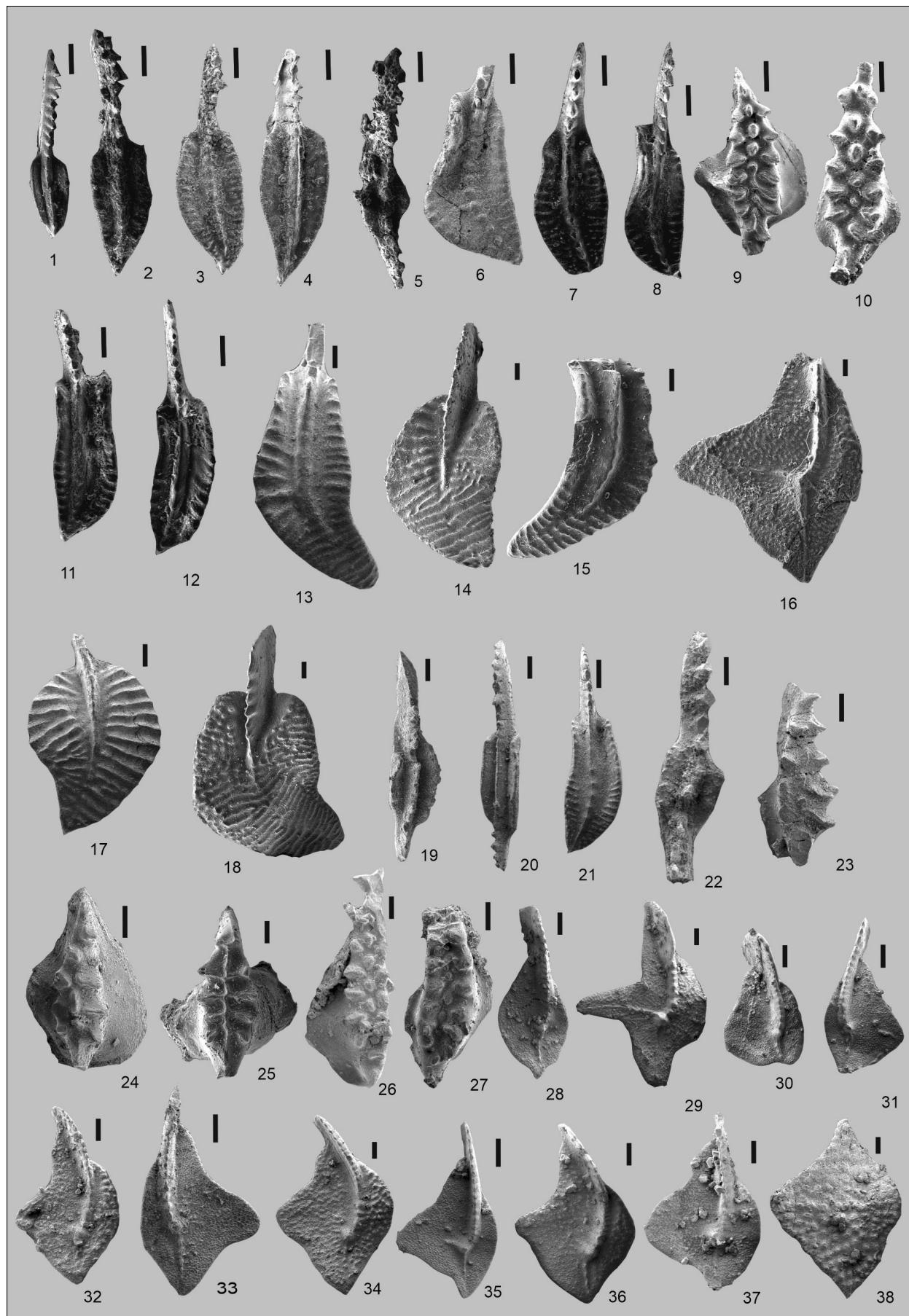
Слой 17. Известняки конгломератовидные — седиментационно-будинированное переслаивание глинистых и известковых осадков (палеосейсмиты). Обломки (седиментационные будины) представлены серыми биокалькаренитами, количество их уменьшается к кровле слоя. В верхней части появляются прослои (10—15 см) чистых известняков с неровными, извилистыми границами, практически не затронутые седиментационным будинажем. Матрикс сложен темно-серым известково-глинистым материалом. 8.4

Слой 18. Известняки серые, темно-серые илистые массивные с редкими включениями тонкостенных раковин. 1.4

Слой 19. Известняки темно-серые толстоплитчатые массивные илистые с прослойями известняков взмучивания с мелко-, тонкообломочным строением и с примесью в них глинистого материала. Между плитами (10—30 см) массивных известняков встречаются более редкие прослои (первые сантиметры) черных мергелей и известковых аргиллитов. Наиболее крупный из них (5 см) с неровной нижней поверхностью находится в 1.05 м от подошвы пакета. Он представлен черными (белесыми на поверхности выветривания) углеродсодержащими мергелями и содержит галькообразные разрозненные включения (5—7 см) изометричной формы черных известняков (палеосейсмиты?). В породах пакета встречены многочисленные брахиоподы, наутилоиды, гастроподы, редкие остракоды. Фрагменты фауны испытали окремнение. Наблюдается незначительная алевритовая примесь кварца и полевых шпатов. 2.9

Слои 20, 21. Переслаивание (1—8 см) темно-серых пелитоморфных иловых известняков и конгломератовидных известняков. Встречаются послойные скопления брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей, остракод. К верхней части пачки приурочены выделения кремнистого вещества лепешковидной, округлой формы (до 10 см). 7.0

Слои 22—25 представлены конгломератовидными известняками с единичным прослойем (около 0.7 м) небудинированных темно-серых калькаренитов-рудитов (с уменьшающимся размером обломков снизу вверх). В седиментационных будинах встречаются обломки брахиопод, криноидей, остракод, фрагменты сеточек радиолярий. В верхней части пачки в составе матрикса появляются оскольчатые обломки свежего плагиоклаза песчаной размерности (примесь тефры?). 3.6



Слой 26. Биокалькрудиты, калькареныты, прослои пелитоморфных слабоглинистых известняков. Биокласты представлены главным образом кораллами, в меньшей степени брахиоподами, криноидями, фрагментами колоний водорослей *Renalcis*. Цементирующая масса базально-порового типа сложена глинисто-известковым материалом с мелкопесчаными обломками кварца, полевых шпатов, мелкими комочками пелитоморфного известняка, раковинным дегритом. Встречаются редкие зерна оолитов. ~1.5

Слой 26а (*митихинские слои*). Аргиллиты монтмориллонит-гидрослюдистые слабоизвестковистые светло-зеленые с остатками криноидей, в нижней части слоя с рассеянными лепешковидными (около 15 × 5 см), реже изометрическими обломками (седиментационными будинами) пелитоморфных известняков, возникающих при субседиментационной дезинтеграции редких известняковых прослоев. В аргиллитах наблюдается незначительная алевритовая примесь силикокластики: кварц, полевые шпаты, измененные, ожелезненные породы. 13.0

Остракоды. Соломинская свита в нижней своей половине содержит более богатый позднефранский комплекс остракод, имеющих широкое вертикальное и латеральное распространение как внутри бассейна, так и за его пределами [Попов, 2021]. В верхней ее части происходит резкое сокращение таксономического состава остракод, а в 15-м и 16-м слоях определены *Bairdiacypris* sp., *Amphissites klarae* Egor. и *A. irinae* Egor. (см. рис. 4).

Полная смена комплекса остракод происходит выше по разрезу (Е-896, слои 18—26а) в косоутесовских и митихинских слоях пещеркинского горизонта (см. рис. 4). Косоутесовские слои охарактеризованы четырьмя таксонами, а митихинские — более богатым комплексом в составе 12 таксонов. *Acratia granuliformis* Dem., *Amphissites* sp. 1., *Sulcatiella* sp., *Bairdiacypris* sp. встречаются в косоутесовских и митихинских слоях.

В митихинских слоях определены два таксона, характерные для задонского горизонта нижнего фамена Восточно-Европейской платформы — *Acratia granuliformis* Dem. и *Bairdia samoilovae* Dem. [Демиденко, 1976]. Первый таксон встречен на Тимано-Печорской платформе в пожненской свите нижнего фамена, сопоставляемой с задонским горизонтом [Москаленко и др., 1999]. *Moorites* sp. и *Cryptophyllum*

Фототаблица. Руководящие таксоны конодонтов верхнего девона глубокинской свиты (фиг. 1—12), соломинской свиты (фиг. 13—17), косоутесовских слоев (фиг. 18—27) и митихинских слоев (фиг. 28—37).

Фиг. 1, 2. *Polygnathus xylus* Stauffer, 1940: 1 — экз. № 8152/1, зона punctata, обр. Б-8152-1А/4.0 м; 2 — экз. № 8152/2; зона punctata, обр. Б-8152-1А/8.0 м.

Фиг. 3. *Polygnathus pennatus* Hinde, 1879: экз. № 8152/3, зона punctata, обр. Б-8152-1А/4.0 м.

Фиг. 4. *Polygnathus dengleri* Bischoff et Ziegler, 1957: экз. № 8152/4, зона punctata, обр. Б-8152-1А/4.0 м.

Фиг. 5. *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1947: экз. № 8152/5, зона punctata, обр. Б-8152-1А/8.0 м.

Фиг. 6, 8, 11. *Polygnathus webbi* Stauffer, 1938: 6 — экз. № 8152/6 × 50, зоны hassi-jamieae, обр. Б-8152-2/78 м; 8 — экз. № 8152/8, зоны hassi-jamieae, обр. Б-8152-2/87 м; 11 — экз. № 8152/11, зона rhenana, обр. Б-8152-4/12 м.

Фиг. 7. *Polygnathus foliatus* Bryant, 1921: экз. № 8152/7, зоны hassi-jamieae, обр. Б-8152-2/80 м.

Фиг. 9, 10. *Icriodus* aff. *Ic. praearternatus* Sandberg, Ziegler et Dreesen, 1992: 9 — экз. № 8152/9, зоны hassi-jamieae, обр. Б-8152-3/2.0 м; 10 — экз. № 8152/10: там же.

Фиг. 12. *Polygnathus* sp.: экз. № 8152/12: там же.

Фиг. 13, 15. *Polygnathus* aff. *Pol. semicostatus* Branson et Mehl, 1934: 13 — экз. № 896/1, зоны rhenana-linguiformis, обр. Е-896-16/1; 15 — экз. № 896/2: там же.

Фиг. 14, 17, 18. «*Polylophodonta*» *samueli* (Klapper et Lane, 1985): 14 — экз. № 896/3, зоны rhenana-linguiformis, обр. Е-896-16/2; 17 — экз. № 896/4, зона linguiformis, обр. Е-896-16/3; 18 — экз. № 896/5, зона linguiformis, обр. Е-896-17/0.15 м.

Фиг. 16. *Palmatolepis* cf. *Pal. praetriangularis* Sandberg, Ziegler, 1988: экз. № 896/6, зона linguiformis, обр. Е-896-16/0.3 м.

Фиг. 19, 20. *Polygnathus brevilaminatus* Branson et Mehl, 1934: 19 — экз. № 896/7, зона triangularis, обр. Е-896-19/2.5 м; 20 — экз. № 896/8, зона triangularis, обр. Е-896-20/2.

Фиг. 21. *Polygnathus* sp.: экз. № 896/9: зона triangularis, обр. Е-896-19/2 м.

Фиг. 22. *Polygnathus izmensis* Kuzmin, 1998: экз. № 896/10: зона triangularis, обр. Е-896-19/3 м.

Фиг. 23. *Icriodus deformatus asymmetricus* Ji, 1989: экз. № 896/11, зона triangularis, обр. Е-896-19/2 м.

Фиг. 24, 25. *Icriodus iowaensis* Youngquist et Peterson, 1947: 24 — экз. № 896/12: зона triangularis, обр. Б-8151-27а (=Е896-20); 25 — экз. № 896/13, зона triangularis, обр. Е-896-19/2.5 м.

Фиг. 26, 27. *Icriodus alternatus alternatus* Branson et Mehl, 1934: 26 — экз. № 896/14, зона triangularis, обр. Е-896-26/2 м; 27 — экз. № 896/15: там же.

Фиг. 28. *Palmatolepis minuta minuta* Branson et Mehl, 1934, экз. № 896/16, зона crepida, обр. Б-8151-32 (=Е896-26а).

Фиг. 29. *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Müller, 1956: экз. № 896/17, там же.

Фиг. 30, 31. *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson et Mehl, 1934: 30 — экз. № 896/18: там же; 31 — экз. № 896/19, там же.

Фиг. 32, 34, 36. *Palmatolepis quadratinodosalobata* Sannemann, 1955: 32 — экз. № 896/20, там же; 34 — экз. № 896/21, там же; 36 — экз. № 896/22, там же.

Фиг. 33. *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1955, экз. № 896/23, там же.

Фиг. 35, 37. *Palmatolepis* sp.: 35 — экз. № 896/24, там же; 37 — экз. № 896/25, там же.

Фиг. 38. *Ancyrolepis cruciformis* Ziegler, 1959, экз. № 896/26, там же.

Для всех экземпляров приведен вид сверху. Длина масштабной линейки — 100 мкм.

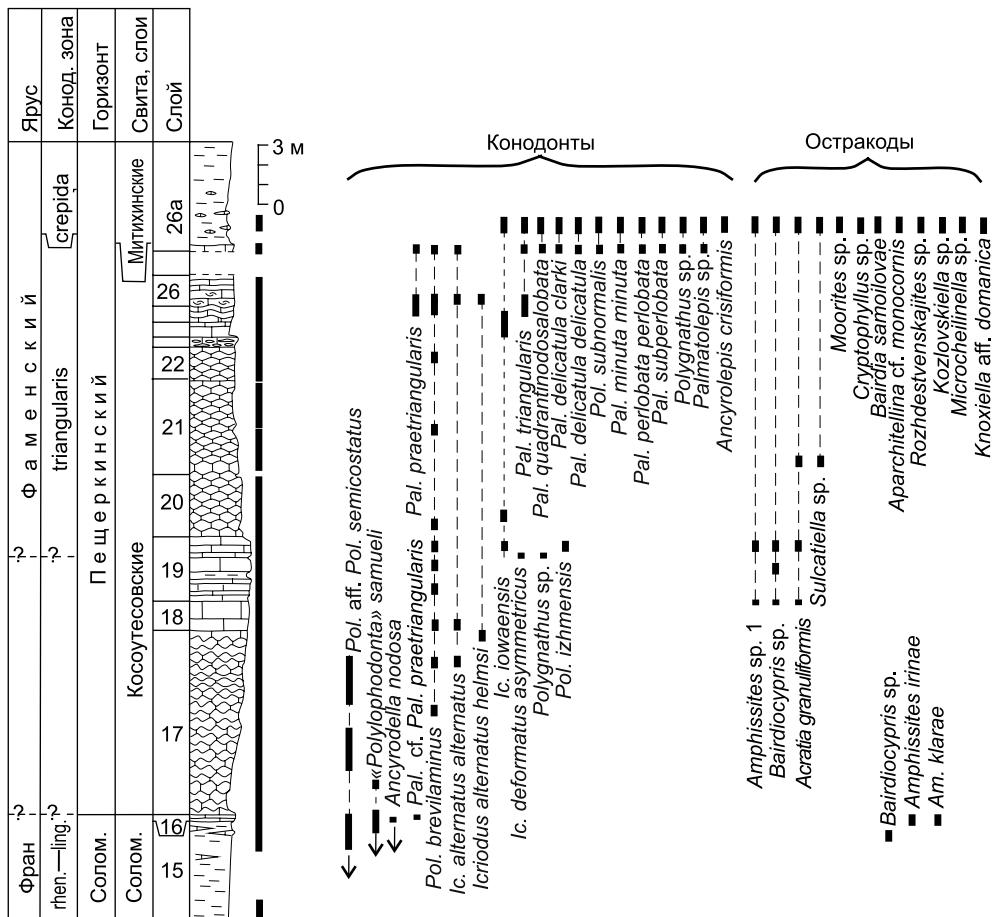


Рис. 4. Литологическая колонка и распространение конодонтов и остракод в соломинской свите, косоутесовских и митихинских слоях в разрезе Косой Утес (Е-896).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

ср. ранее были встречены в фаменском интервале разреза на р. Яя [Попов, 2019; Попов и др., 2023]. На основе анализа характерного комплекса остракод для косоутесовских и низов митихинских слоев (Е-896, слои 18–26а) нижнего фамена выделены слои с *Acritia granuliformis* [Попов, 2021].

Конодонты. Установленные комплексы конодонтов в разрезе Косой Утес характеризуют в основном полигнатусовые биофации и представлены в большинстве случаев таксонами рода *Polygnathus*, и реже *Palmatolepis*, *Ancyrodella*, *Ancyrolepis*, *Icriodus*, «*Polylophodonta*» и *Belodella* (см. рис. 4, фототаблицу). Следует отметить, что по всему разрезу конодонты представлены единичными экземплярами Ра-элементов, а в верхней его части, в митихинских слоях, резко возрастает их таксономическое разнообразие, а также и их количество, достигая максимума в слое Е896-26а до тысячи экземпляров. Резко изменилось в этом интервале соотношение на родовом уровне — возросло количество элементов рода *Palmatolepis*.

Ассоциация конодонтов соломинской свиты включает таксоны *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane, *Pol. normalis* Miller et Youngquist, *Pol. webbi* Stauffer, *Palmatolepis hassi* Müller et Müller, *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, *Belodella resima* Philip [Ключевые разрезы..., 2004; Middle-Upper..., 2011]. В верхней половине появляются *Pol. brevilaminus* Branson et Mehl, *Pol. aff. Pol. semicostatus* Branson et Mehl и «*Polylophodonta*» *samueli*» (Klapper et Lane), свойственные зоне rhenana. В ее кровле совместно с *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, «*Polylophodonta*» *samueli*» и *Pol. aff. Pol. semicostatus* обнаружен также *Pal. cf. Pal. praetriangularis* Ziegler et Sandberg. Этот экземпляр характеризуется мелкими бугорками карины, уплощенным и слегка изогнутым вниз задним концом платформы. Однако задняя часть элемента нарушена трещиной, что затрудняет определить степень ее изогнутости. Установленная ассоциация конодонтов соломинской свиты типична для верхнего франа (зоны rhenana—linguiformis).

Косоутесовские слои? верхнего франа—нижнего фамена (интервал разреза Е-896, слой 17—низы слоя 26а) охарактеризованы ассоциацией космополитных таксонов конодонтов. В ее составе при-

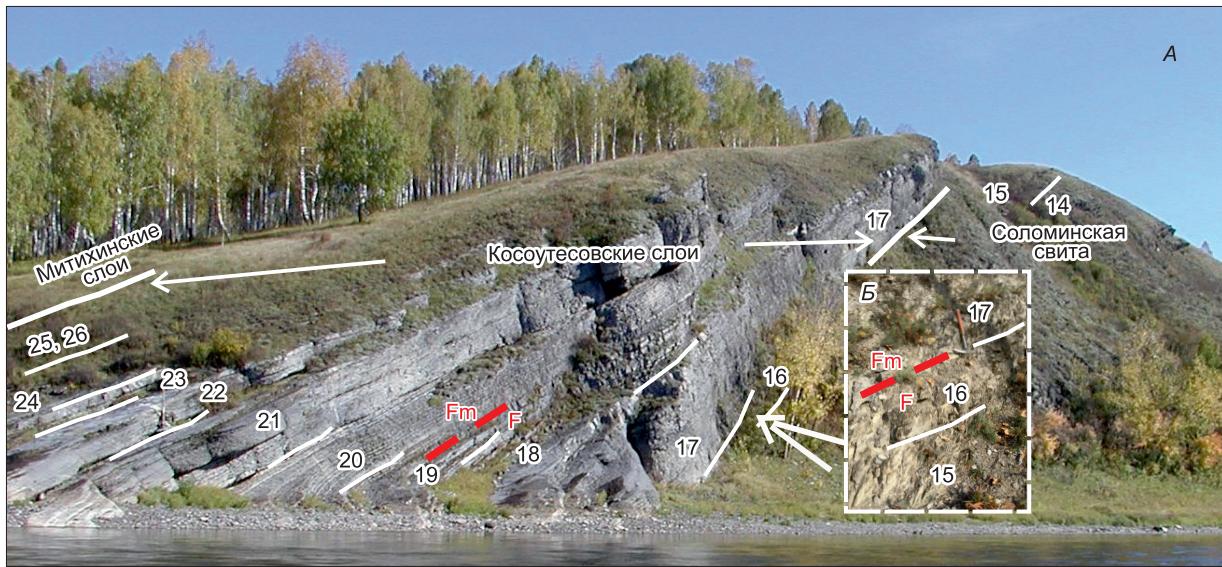


Рис. 5. Фотопанорама (A) франко-фаменского разреза Косой Утес (Е-896) ниже пос. Известковый; Б — фото фрагмента разреза Косой Утес и положения границы франского (F) и фаменского (Fm) ярусов по брахиоподам в основании слоя Е-896-17 [Грацианова, 1983; Yolkin et al., 1997].

существуют проходящий из франа *«Polylophodonta» samueli* (Klapper et Lane) и появляются новые — *Icriodus alternatus alternatus* Branson et Mehl, *Ic. alternatus helmsi* Sandberg et Dreesen и *Pol. brevilaminus* Branson et Mehl. Выше по разрезу (слой 19) появляются фаменские таксоны *Ic. deformatus asymmetricus* Ji, *Ic. iowaensis* Youngquist et Peterson, *Pol. izmensis* Kuzmin. В верхней их части (слой 25 и низы слоя 26а) встречены *Pal. praetriangularis* Ziegler et Sandberg и *Pal. triangularis* Sannemann. В прослое известняка, подстилающем митихинские слои, определен богатый комплекс конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sannemann, *Pal. praetriangularis* Ziegler et Sandberg, *Pal. minuta minuta* Branson et Mehl, *Pal. quadratinodosalobata* Sannemann, *Pal. delicatula delicatula* Branson et Mehl, *Pal. clarki* Ziegler, *Pal. perllobata perllobata* Ulrich et Bassler, *Pal. subperllobata* Branson et Mehl, *Pol. brevilaminus* Branson et Mehl, *Polygnathus* sp., *Ic. alternatus alternatus* Branson et Mehl, *Ic. alternatus helmsi* Sandberg et Dreesen и др. Таксоны *Pal. minuta minuta*, *Pal. perllobata perllobata* и *Pal. quadratinodosalobata* встречаются в разных регионах, начиная с верхней части зоны *triangularis* (Upper *triangularis*) [Ziegler, Sandberg, 1990; Ji, Ziegler, 1993; и др.].

Большое таксономическое и количественное разнообразие фаменских конодонтов также было выявлено в низах митихинских слоев (интервал разреза Е-896, слой 26а) (см. рис. 3, фототаблицу). Совместно с проходящими снизу конодонтами установлен *Ancyrolepis cruciformis* Ziegler. Этот вид известен, начиная с зоны *crepida*, в нижнефаменских отложениях Рейнских сланцевых гор (Германия) и Динантской синеклизы (Бельгия) [Ziegler, 1959; Bultynck et al., 1998]. Выявленная ассоциация конодонтов митихинских слоев характеризует зону *crepida* нижнего фамена.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Оценка сохранности карбонатного вещества

В ходе процессов диа- и катагенеза карбонатные породы могут подвергаться различным процессам постседиментационных преобразований, в ходе которых, вероятно, происходит существенное изменение их химического состава и С- и О-изотопных характеристик [Brand, Veizer, 1980, 1981]. Для оценки степени сохранности изотопных характеристик карбонатного вещества используется серия геохимических подходов, впервые предложенных в работах [Brand, Veizer, 1980, 1981; Veizer et al., 1999] и в дальнейшем модифицированных [Кузнецов и др., 2006; Izokh et al., 2015].

Карбонатные породы в разрезе Б-8152 характеризуются широким разбросом содержания Mn (3—337 г/т) и Fe (35—1011 г/т), при этом содержания стронция не превышают 594 г/т. Исходя из этого выявлено, что значения Mn/Sr не превышают 1.2, а Fe/Sr — 2.5 (см. дополнительные материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl_Izokh_tabl2_207.pdf).

На бинарных диаграммах Fe/Sr— $\delta^{13}\text{C}$, Mn/Sr— $\delta^{13}\text{C}$ для отложений разреза Б-8152 четко выделяются две группы карбонатных пород (рис. 6). Первая группа характеризуется высокими значениями

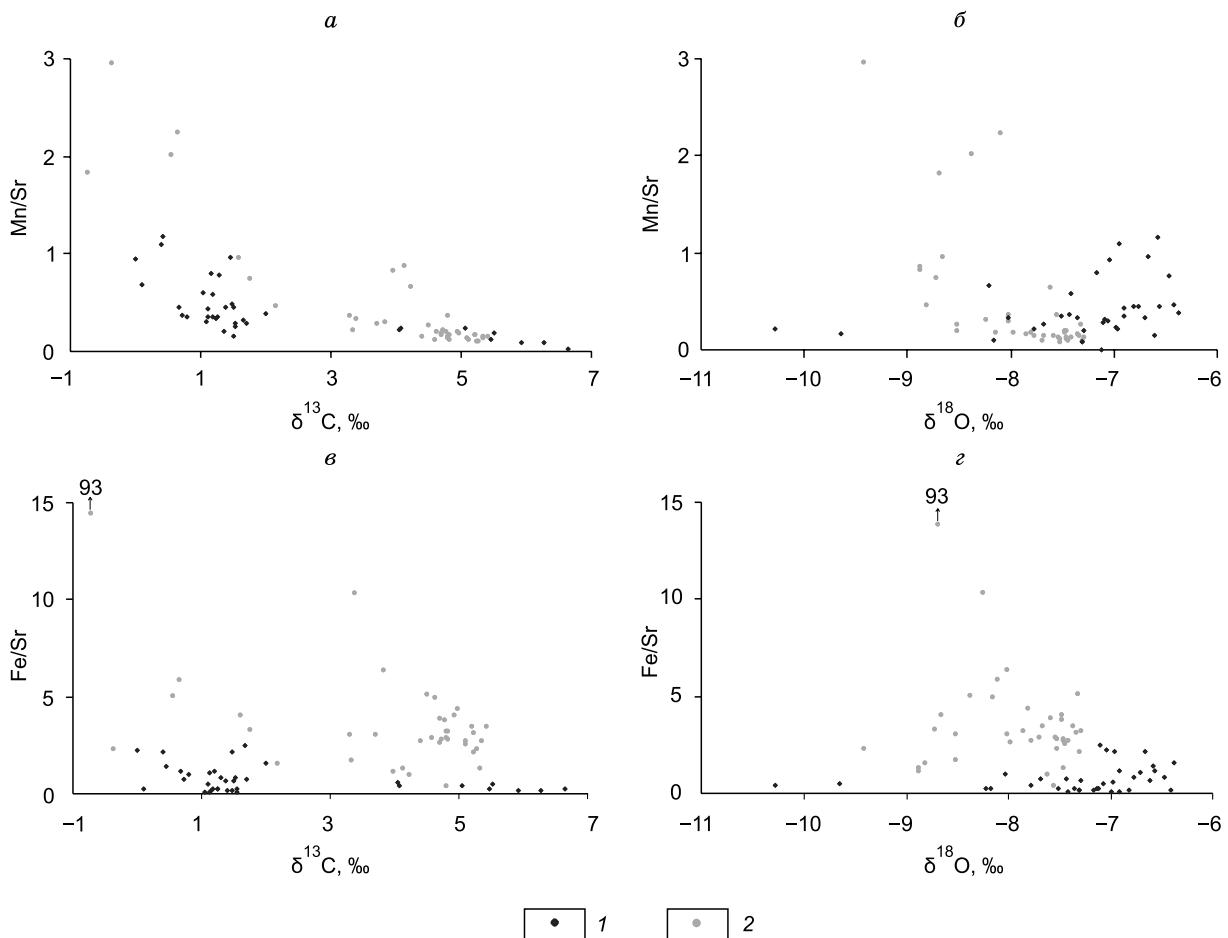


Рис. 6. Корреляция соотношений между Mn/Sr— $\delta^{13}\text{C}$ (а), Mn/Sr— $\delta^{18}\text{O}$ (б), Fe/Sr— $\delta^{13}\text{C}$ (в) и Fe/Sr— $\delta^{18}\text{O}$ (г) в карбонатных породах глубокинской и соломинской свит в разрезе Б-8152 (1) и косоутесовских слоев в разрезе Е-896 (2).

$\delta^{13}\text{C}$ и низкими значениями Fe/Sr и Mn/Sr, в пределах 0.2—0.6 и 0.1—0.3 соответственно, в то время как для второй группы свойственны более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (0—2.2 ‰) и широкий разброс Fe/Sr и Mn/Sr значений (0.1—2.5 и 0.1—1.2).

Анализ Fe/Sr— $\delta^{13}\text{C}$, Mn/Sr— $\delta^{13}\text{C}$, проведенный отдельно для каждой группы, показал, что для первой группы имеется четкая корреляционная зависимость — при снижении величин $\delta^{13}\text{C}$ происходит уменьшение Mn/Sr и Fe/Sr значений. Однако в этой группе максимальные значения Mn/Sr не превышают 0.2, а Fe/Sr — 0.6, что удовлетворяет самым строгим критериям сохранности карбонатных пород, приводимых в литературе [Кузнецов и др., 2006]. Для второй группы такой зависимости не отмечается.

На бинарной диаграмме Mn/Sr— $\delta^{18}\text{O}$ разделение карбонатных пород на отдельные группы не фиксируется (см. рис. 6) и не наблюдается корреляции между Mn/Sr— $\delta^{18}\text{O}$ значениями. Помимо этого, анализ бинарных диаграмм Mn/Sr— $\delta^{18}\text{O}$ и Fe/Sr— $\delta^{18}\text{O}$ двух групп, выделенных на основе Fe/Sr— $\delta^{13}\text{C}$, Mn/Sr— $\delta^{13}\text{C}$ значений, не выявил корреляционной зависимости между изотопным составом кислорода и значениями Mn/Sr и Fe/Sr в каждой группе. Ранее уже упоминалось, что изотопный состав кислорода является более чувствительным индикатором постседиментационных преобразований карбонатных пород и, таким образом, принимается, что отсутствие корреляции между изотопным составом кислорода и Mn/Sr и Fe/Sr значениями свидетельствует о высокой степени сохранности первичных изотопных систем, а корреляция между изотопным составом углерода и изменением Mn/Sr и Fe/Sr отношений не является следствием постседиментационных преобразований.

Для франской части разреза Е-896 (слой 16) типичны высокие отношения Fe/Sr (от 2.3 до 93.0) и отношения Mn/Sr, колеблющиеся в интервале 1.8—3.0 (см. доп. материалы, table), при этом для образцов с высокими Fe/Sr не наблюдается значительного снижения величин $\delta^{18}\text{O}$, в то время как $\delta^{13}\text{C}$ имеют отрицательные значения (см. рис. 6). В этом интервале выявлена значительная перекристаллизация ми-

кристового вещества и раковинного материала [Изох и др., 2009], поэтому материал этой части разреза был исключен из дальнейшего рассмотрения. Для образцов, отобранных выше по разрезу (слои 17—21), признаков перекристаллизации микркристаллического материала не наблюдается, также не характерно наличие корреляции между Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, с другой (см. рис. 6). Значения Mn/Sr и Fe/Sr не превышают 1 и 5 соответственно, при этом $\delta^{13}\text{C}$ увеличиваются до +5.5 %. Верхней части разреза (слои 22, 23) свойственны повышенные Fe/Sr (от 5 до 10) при достаточно низких (< 0.5) Mn/Sr значениях [Изох и др., 2009], при этом корреляции с $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ не наблюдается (см. рис. 6). Такое увеличение содержаний железа может быть обусловлено его привносом в анализируемый раствор за счет терригенной примеси.

Вариации изотопного состава $\text{C}_{\text{карб.}}$, $\text{C}_{\text{опр.}}$ и O

Франский ярус. Данные по изотопному составу $\text{C}_{\text{карб.}}$, $\text{C}_{\text{опр.}}$ и O в глубокинской и соломинской свитах приведены на рис. 7 и в доп. материалах, см. table. В нижней, наиболее глубоководной части разреза Пещеркинские скалы (Б-8152, слои 1а и 1б), на вариационной кривой изотопного состава углерода карбонатного вещества фиксируется положительный экскурс, где значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ достигают 6.8 %. Во втором слое, где отмечается регрессивный тренд, значения варьируют в пределах 3.1—5.1 % и в целом наблюдается тенденция к их уменьшению вверх по разрезу. В верхах глубокинской свиты снижение значений становится более резким, и они достигают своих минимальных значений — +0.6 %.

В нижней части соломинской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ сначала увеличиваются до 2 %, а затем постепенно снижаются практически до 0 в верхней части разреза (см. рис. 7).

Изменение изотопного состава органического углерода в глубокинской свите повторяет тенденцию изменения изотопного состава неорганического углерода. В нижней части разреза фиксируется положительное отклонение, которое сменяется постепенным снижением значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$. Выше по разрезу, в соломинской свите, наблюдается картина несинхронного изменения на $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ кривых. В верхней части разреза, где наблюдается тенденция к снижению $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ значений, значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ изменяются не столь однообразно — на вариационной кривой изотопного состава органического углерода фиксируется ряд отклонений с амплитудой 2—3 % (см. рис. 7).

Общая кривая изменения изотопного состава кислорода характеризуется широким разбросом значений, что, вероятнее всего, связано с более низкой степенью устойчивости изотопно-кислородной системы к постседиментационным изменениям. В нижней части разреза можно проследить тенденцию к увеличению $\delta^{18}\text{O}$ значений, сходную с таковой на $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ кривых. В верхней части глубокинской свиты увеличиваются $\delta^{18}\text{O}$ до —4.8 %, после которого вариации значений в основном происходят в интервале —7.7...—6.4 % (см. рис. 7). На фоне этих незначительных флюктуаций наблюдаются несколько негативных экскурсов в пределах 3-, 5- и 10-го слоев, которые отвечают наиболее низкому уровню моря. Разброс $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ значений в верхней части разреза может быть обусловлен эпизодическим увеличением поступления континентальных пресных вод, обогащенных как легким изотопом кислорода, так и примесью органического вещества наземного происхождения, которое характеризуется более тяжелым изотопным составом углерода по сравнению с морским органическим веществом [Богородская и др., 2005]. При этом изотопный состав углерода морских карбонатов изменяется несущественно.

В нижней части разреза Пещеркинские скалы, отвечающей средней части франского яруса, где происходит увеличение величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ (максимальные значения достигают +6.8 %), амплитуда постседиментационного отрицательного изотопного сдвига составляет 6 %. В карбонатных разрезах Европы [Yans et al., 2007], Азии [Ma et al., 2008] и Америки [Morrow et al., 2009] на С-изотопных кривых максимальные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в этом временном интервале достигают +5.2, +4 и +3 % соответственно.

Данные по изменению $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ значений, приводимые в литературе [Ma et al., 2008], сопоставимы по характеру изменений с $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ вариационными кривыми в нижней части разреза Б-8152. При сравнении полученных $\delta^{18}\text{O}$ данных со сводной изотопно-кислородной кривой [van Geldern et al., 2006] в карбонатных отложениях глубокинской свиты, отвечающей средней части франского яруса, прослеживается положительная аномалия, синхронная с изменением $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ значений, которая не отмечается в литературе.

Таким образом, вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных отложениях средней части франского яруса юга Западной Сибири указывают на наличие глобального положительного $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ экскурса, что в целом согласуется с данными, приводимыми в литературе [Xu et al., 2003; Yans et al., 2007; Ma et al., 2008]. Однако максимальные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в пределах этого экскурса на 1.6 % выше, чем в разрезах Польши [Yans et al., 2007] и на 4—5 % выше, чем в разрезах Китая, абсолютные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ в пределах изученного разреза в среднем на 3 % выше, чем в разрезах Китая [Ma et al., 2008].

Фаменский ярус. Косоутесовские слои в разрезе Е-896 характеризуются наличием положительного экскурса как на $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$, так и на $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ кривых (см. рис. 7), которые отражают мировые вариации изотопного состава углерода в океане в пограничное франко-раннефаменское время [Изох и др., 2009].

По сравнению с одновозрастными отложениями из других регионов мира они характеризуются более высокими $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ значениями, достигающими 5.4 ‰, в то время как в разрезах приэкваториаль-

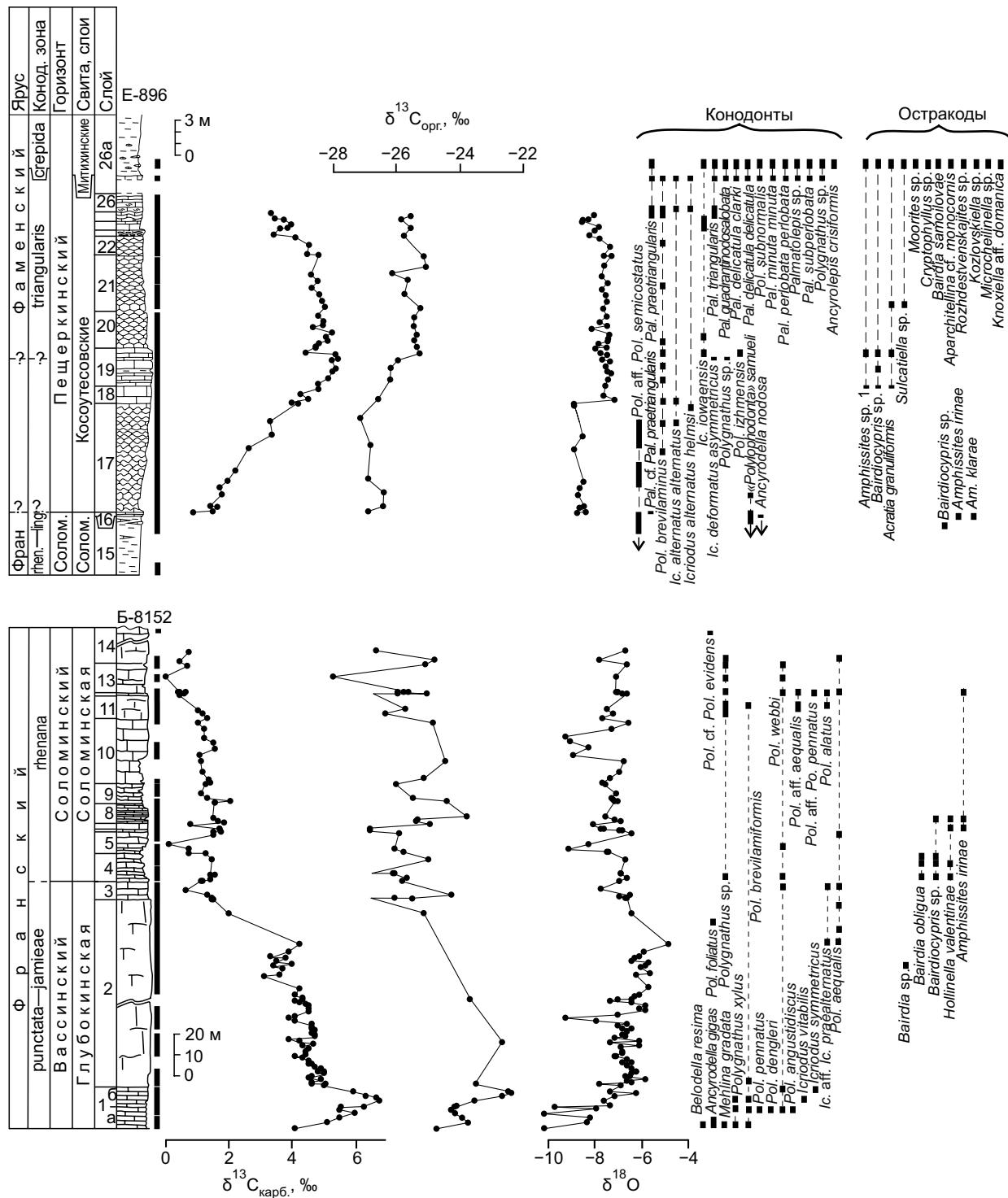


Рис. 7. Вариации изотопного состава кислорода, органического и неорганического углерода, распространение конодонтов и остракод в глубокинской и соломинской свитах, косоутесовских и митихинских слоях верхнего девона в разрезах Б-8152 и Е-896.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

ных областей максимальные значения составляют 4 %. Амплитуда изотопного сдвига в изученном разрезе достигает 4.6 %, что на 1.5 % выше, чем приводится для других регионов [Xu et al., 2003; Yans et al., 2007; Ma et al., 2016].

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в целом на 3 % ниже, чем в одновозрастных отложениях мира [Изох и др., 2009]. Характер изменения изотопного состава органического углерода в разрезе Косой Утес совпадает с тем, что приводится в литературе [Joachimski, 1997]. Максимум значений на $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ кривой немного запаздывает во времени относительно максимума на $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ кривой.

Возрастные рамки формирования карбонатных комплексов юга Западной Сибири

Первые сведения о позднедевонских конодонтах КТСЗ приведены в виде анализа их распространения по разрезам [Ратанов, Аксенова, 1991; Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 1997, 2000, 2001; Ключевые разрезы..., 2004; Izokh, Yolkin, 2006; Middle-Upper..., 2011; и др.]. Выявленное их таксономическое разнообразие небольшое и, как видно из опубликованных списков, среди них в основном отсутствуют виды-индексы конодонтовых зон. Это затрудняет проведение детального зонального расчленения разрезов. На основе биостратиграфического анализа выявленных ассоциаций конодонтов в разрезе Пещеркинские скалы интервал слоев 1—3 глубокинской свиты можно сопоставить с зонами *punctata*, *hassi* и *jamieae* стандартной конодонтовой шкалы. Вышележащий интервал разреза, отнесенный к соломинской свите, можно скоррелировать с конодонтовой зоной *rhenana*. В кровле данного разреза определен *Pol. cf. Pol. evidens*, который известен в зоне *rhenana*.

Положение нижней границы фаменского яруса в разрезе Косой Утес по конодонтам в настоящее время обосновано по комплексным данным. В кровле соломинской свиты найден один экземпляр, который определен как *Pal. cf. Pal. praetriangularis* Ziegler et Sandberg. Таксоны *Icriodus iowaensis*, *Ic. deformatus asymmetricus* и *Pol. izmensis*, способные характеризовать пограничный интервал франко-фаменской границы, появляются в средней части косоутесовских слоев (см. рис. 4, слой Е-896-19). Первое появление вида-индекса *Palmatolepis triangularis* совместно с предшественником *Pal. praetriangularis* установлено в слое Е-896-25 и этот уровень может быть одним из вариантов положения нижней границы фамена в этом разрезе. Однако непосредственно выше, в основании митихинских слоев, появляется богатый комплекс конодонтов, характерный уже для зоны *scrupula*.

При обсуждении имеющихся данных во время международной экскурсии в 2011 г. было высказано предположение, что именно по появлению *Palmatolepis triangularis* в верхней части косоутесовских слоев нужно проводить нижнюю границу фаменского яруса (слой Е-896-25). По мнению А.С. Алексеева (устное сообщение), эта граница должна быть проведена в основании митихинских слоев по появлению большого комплекса пальматолепид, включая и раннефаменские виды-индексы зональной шкалы *Pal. subperlobata*, *Pal. triangularis* [Spalletta et al., 2017]. Однако эта точка зрения противоречит данным по брахиоподам [Ржонницкая, 1968; Грацианова, 1983; Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 1997; и др.], фораминиферам и ихтиофауне [Тимохина, Родина, 2015], но, с другой стороны, поддерживает мнение В.М. Задорожного [1987]. В настоящее время на основании распространения брахиопод, фораминифер и ихтиофауны нижняя граница фаменского яруса в разрезе Косой Утес проводится в основании косоутесовских слоев [Ржонницкая, 1968; Решения..., 1982; Грацианова, 1983; Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 1997; Тимохина, Родина, 2015].

Выявленные комплексы остракод в типовых выходах франского и низов фаменского яруса КТСЗ по правому берегу р. Томь разнообразны в таксономическом отношении (см. рис. 3, 4, 7) [Попов, 2021]. В этом комплексе определены таксоны родов *Amphissites*, *Bairdia*, *Bairdiocypris*, *Hollinella*. Верхнефранский комплекс в изученных разрезах беден в таксономическом плане и к границе франского и фаменского ярусов таксоны вымирают. Начиная с середины косоутесовских слоев (кровля слоя 18 и слой 19), в разрезе Косой Утес уже появились единичные фаменские таксоны, но наибольшее их разнообразие установлено в основании митихинских слоев — *Acratia*, *Amphissites*, *Aparchitellina*, *Bairdia*, *Bairdiocypris*, *Cryptophyllus*, *Kozlovschiella*, *Knoxiella*, *Moorites*, *Microcheilinella*, *Sulcatiella*, *Rozhdestvenskajites*.

С учетом новых сведений, полученных при изучении конодонтов и остракод, и изотопно-геохимических данных мы предполагаем, что нижнюю границу фаменского яруса в изученном разрезе Косой Утес (Е-896) можно провести в середине слоя 19 (см. рис. 4, 7).

ОБСУЖДЕНИЕ

Вариации изотопного состава органического и карбонатного углерода несут в себе ценную информацию об изменении углеродного цикла, палеоклиматических и палеоэкологических условий на планете [Kump, Arthur, 1999], в то время как вариации $\delta^{18}\text{O}$ преимущественно контролируются температурными изменениями [Jaffrés et al., 2007].

Позднедевонское время характеризовалось частыми флюктуациями уровня моря, наиболее значительные из них — трансгрессивное событие Middlesex/Punctata, следы которого повсеместно отмечаются вблизи границы нижнего и среднего франа, трансгрессивное событие Semichatovae, фиксирующееся на границе среднего и верхнего франа, а также Lower и Upper Kellwasser верхнего франа [Becker et al., 2020]. С этими событиями зачастую совпадают литологические, биотические и геохимические изменения [Bond et al., 2004; Yans et al., 2007; Bond, Wignall, 2008; Ma et al., 2008; Racki et al., 2008; Morrow et al., 2009; Śliwiński et al., 2011; Izokh et al., 2015; Lash, 2019; Becker et al., 2020; и др.].

Анализ фациальных изменений в изученных разрезах позволил произвести общую реконструкцию обстановок осадконакопления, господствовавших в позднедевонское время в окраинном бассейне Сибирской платформы. В разрезе глубокинской свиты (Пещеркинские скалы) в самой нижней ее части вскрываются отложения глубокопогруженной окраины шельфа, переходящие, возможно, в бассейновые фации. Преобладают осадки взмученных и переотложенных тонких известковых илов. Сюда сносился илистый материал из гипсометрически вышерасположенных частей рифовой системы. В слое 1а появляется характерный для бассейновых карбонатных фаций кремнистый материал в виде локально распределенной примеси в карбонатном осадке, концентрирующийся позднее в виде кремнистых стяжений. Эта часть разреза относительно других частей максимально обогащена углеродистым веществом. Среди биогенных остатков следует указать на появление угнетенных (вследствие глубины) мелких часто изометричных строматопороидей. В этом интервале установлен богатый комплекс конодонтов, включающий в основном таксоны рода *Polygnathus* и единичные *Ancyrodella*, *Belodella*, *Icriodus* и *Mehlina* (см. рис. 3, фототаблицу). Такое разнообразие свидетельствует о благоприятных условиях для их обитания. Среди них определены виды *Ancyrodella gigas*, *Belodella resima*, *Icriodus vitabilis*, *Mehlina gradata*, *Pol. angustidiscus*, *Pol. normalis*, *Pol. webbi*, *Pol. brevilamiformis*, *Pol. pennatus*, *Pol. dengleri* и *Pol. xylus*, которые характерны для умеренно глубоководных частей бассейна, как и на Восточно-Европейской платформе [Ovnatanova, Kononova, 2001; Назарова и др., 2022; и др.].

В слое 1б описанные выше отложения обогащаются тонким обломочным материалом криноидей, что в целом знаменует начало проградации рифовой системы с востока в сторону более глубокой части морского бассейна. Этот интервал характеризуется максимальными значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в пределах изученного интервала, они достигают значений -22.3 и 6.8‰ соответственно.

Отложения слоев 2а—9 указывают на быструю смену обстановок в связи с появлением в разрезе фаций проградирующего передового склона рифа. В слое 2а появляются фации иловых холмов, где фауна представлена прижизненными скоплениями табулят и строматопорат, заключенных среди известкового илистого материала, конодонты в пределах этого слоя не обнаружены. Позднее появляются типичные отложения обломочного шлейфа, оползневые известняковые брекчии, а также «конгломератовидные известняки» — палеосейсмиты на сравнительно крупных горизонтальных площадках — уступах в пределах склона и у его основания, маркирующие усиление сейсмической активности региона в это время. В этом интервале разреза наблюдается снижение значений как $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$, так и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ до -26.8 и 0.6‰ соответственно. Выше слоя 3 вариации изотопного состава углерода не показывают существенных отклонений и находятся в пределах 0 — $-26.8\text{...}-24.4\text{‰}$ для карбонатного и органического вещества соответственно. Наряду с литологическими и геохимическими изменениями в этом интервале также происходит и обновление комплекса конодонтов (см. рис. 3, фототаблицу). На этом уровне появляются конодонты *Icriodus* aff. *Ic. praealternatus* Sandberg, Ziegler et Dreesen, *Pol. aequalis* Klapper et Lane и *Pol. foliatus* Briant.

Выше по разрезу слой 10 характеризуется уже наиболее мелководными обстановками вскрытой в общем разрезе на р. Томь рифовой системы. Его отложения отвечают волноломным фациям каркасного рифа и самой верхней части его передового склона с зарождающимся обломочным шлейфом. В этой части разреза отмечается также воздействие на осадки штормов (присутствие штормовых турбидитов). Здесь наблюдается некоторое постоянство значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ при достаточно существенных вариациях $(-28\text{...}-25\text{‰})$ $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$.

Вышезалегающие отложения (слои 11—14) могут свидетельствовать о замедлении проградации рифовой системы, возможно, связанной с некоторым подъемом уровня моря или его колебаниями. В этих слоях наблюдаются изменчивые фации как типичные для передового склона рифа, так и частично повторяющие обстановки, отмеченные для слоя 10. Постоянно встречающаяся в незначительных количествах примесь в известковых осадках и в виде прижизненных вrostков в кораллах хорошо ограниченных кристаллов кварца вулканогенного типа и оскольчатого свежего плагиоклаза свидетельствует об удаленном влиянии вулканической деятельности, характеризующейся преобладанием вулканических продуктов кислого состава. В пределах этой части разреза намечается тенденция к дальнейшему снижению $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$.

Для этого уровня становится преобладающей полигнатусовая ассоциация конодонтов, которая сохраняется до конца разреза. В верхней части разреза совместно с проходящими снизу *Pol. brevila-*

miformis, *Pol. webbi* и *Pol. aequalis* определены *Pol. alatus*, *Pol. aff Pol. aequalis*, *Pol. aff. Pol. pennatus* Hinde и *Polygnathus* sp.

В составе косоутесовских слоев в разрезе Косой Утес широко распространены палеосейсмиты, возникшие по переслаивающимся тонкообломочным известковым и известково-глинистым осадкам, что указывает на типично бассейновые фации вблизи подошвы материкового склона. В отдельных прослоях фиксируется достаточно экзотический известковый материал, поступающий с турбидитовыми потоками из зоны мелководья — оолитовые зерна и обломки водорослей *Renalcis*. В слое 19 преобладают бассейновые тонкие иловые известняки, среди которых появляются прослои, обогащенные глинистым и углеродистым веществом. В самом нижнем из них (мощностью 5 см) наблюдаются признаки палеосейсмических деформаций. На кривых вариаций $\delta^{13}\text{C}_{\text{opr.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ этого интервала наблюдается положительный экскурс, максимальные значения которого приурочены к слою 19. В косоутесовских слоях по р. Томь примесь силикокластики в известняках практически отсутствует. Незначительное ее количество представлено кварцем, полевыми шпатами (фоновое поступление из материковой области). Лишь только в 25-м слое в одном из прослоев обломочных известняков встречены тонкозернистые оскольчатые обломки свежего плагиоклаза однородного облика. Их появление, по-видимому, связано с одним из эпизодических пеплопадов. На этом уровне в разрезе по р. Яя, расположенному к северо-востоку от изученных разрезов, содержание примеси обломков вулканических пород более стабильное [Сараев, Ганшилин, 2022]. Наряду с кварцем и полевыми шпатами, там присутствуют фельзиты и обломки сильно ожелезненных вулканических пород (базальтоидов?). Для косоутесовских слоев характерна полигнатусовая ассоциация конодонтов с единичными экземплярами рода *Icriodus* (см. рис. 7).

В митихинских слоях в осадках начинает преобладать глинистый и алевритовый материал с усиленiem влияния вулканических процессов, что способствовало поступлению элементов-нутриентов и, соответственно, увеличения биопродуктивности, в данном случае таксономического разнообразия конодонтов и остракод. Редкие прослои сравнительно чистых известняков при сейсмических толчках в обстановке плоского дна преобразуются в цепочки и хаотичные скопления сильно разобщенных седиментационных будин. Это указывает на сохранение в это время повышенной палеосейсмичности региона.

В пограничном интервале косоутесовских и митихинских слоев наблюдается существенное обновление в составе комплексов конодонтов, которое прослеживается в фазе *Late triangularis* также и в других регионах мира. Выявленное большое таксономическое разнообразие конодонтов, вероятно, отвечает новому этапу возрождения этой группы организмов после **Kellwasser Event**, которое началось вскоре после этого события и достигло первого максимума в интервале фаз *Late triangularis* и *Early crepida* раннего фамена [Ziegler, 1962; Sandberg et al., 1988; Schüller, 1995; Walliser, 1996; Tagariava, 2013; и др.].

Проведенный биофациальный анализ на основе количественного подсчета раковин остракод на родовом уровне показал, что в позднем фране выделяется ассоциация **Amphissites—Hollinella** (E-896, слои 6–16) с характерными родами *Amphissites* (60 %) и *Hollinella* (30 %). Ее особенностью являются формы с мелкобугорчатой и ячеистой поверхностью, а также створки с наличием серединного бугра.

К франско-фаменской границе происходит сокращение таксономического состава остракод. В фаменском ярусе в косоутесовских слоях выделяется ассоциация **Acratia—Bairdiocyparis** (кровля слоя 18 и слой 19). Типичными родами является ассоциация *Acratia* (43 %) и *Bairdiocyparis* (32 %). Она включает формы как с гладкой раковиной, так и раковины с ячеистой поверхностью.

В митихинских слоях (слой 26а) раковины ассоциации **Bairdia—Moorites** гладкие и с мелкотонкосетчатой поверхностью. Характерными ее родами являются *Bairdia* (23 %) и *Moorites* (21 %).

В целом можно проследить следующую тенденцию изменения фаунистических комплексов в изученных разрезах. Франский интервал охарактеризован в основном таксонами рода *Polygnathus* и реже — родов *Icriodus*, *Ancyrodella* и «*Polylophodonta*». В раннефаменском интервале преобладают таксоны родов *Polygnathus* и *Palmatolepis* и в меньшей степени — родов *Icriodus* и *Ancyrolepis*. Такое распределение родов конодонтов в разрезе согласуется с фациальным анализом отложений. В более глубоководных обстановках появляются таксоны родов *Ancyrodella* и *Palmatolepis*.

Одной из особенностей выделенных ассоциаций остракод является характер скульптированности раковин, приуроченных к определенным фациальным обстановкам и другим абиотическим условиям. В изученных разрезах для пограничных этапов подъярусов типичны ассоциации как с гладкими, так и скульптированными раковинами. В нижней части подъяруса преобладают гладкие формы, а средней и верхней частям свойственны формы с мелкобугорчатой и ячеистой поверхностью. Из этого можно сделать вывод, что изменения фациальных условий влияют на тип скульптированности раковин остракод, аналогичная ситуация прослеживается также в разрезах на р. Яя на северо-восточной окраине Кузнецкого бассейна [Попов и др., 2023].

При сопоставлении полученных палеонтологических, литологических и изотопно-геохимических данных обращает на себя внимание то, что смены фаунистических ассоциаций приурочены к фациальным изменениям и сопровождаются глобальными $\delta^{13}\text{C}$ вариациями. На основе последних можно выде-

лить как минимум три глобальных события в позднедевонском осадочном бассейне юга Западной Сибири (см. рис. 7). Первое событие сопряжено с появлением положительного экскурса в средней части франского яруса (глубокинская свита). Оно приурочено к рубежу высокого стояния уровня моря трансгрессивно-ретрессивного цикла и связано с повышенным накоплением органического вещества в осадке, которое отмечается в изученном разрезе, а также прослеживается в других осадочных бассейнах в этом интервале, например на Урале, в виде доманиковых фаций [Ступакова и др., 2017; Завьялова и др., 2018] или в осадочных бассейнах Бразилии (бассейн Парнаиба) [Souza et al., 2022]. Для этого интервала в изученных разрезах характерно большое таксономическое разнообразие конодонтов, что, возможно, сопряжено с увеличением биопродуктивности. Однако здесь широкого разнообразия остракод не отмечается, что, вероятно, связано с неблагоприятными для них фациальными обстановками, в связи с развитием аноксийных условий в придонном слое, благоприятствующих накоплению органического углерода.

Второй событийный уровень, связанный с интервалом снижения значений $\delta^{13}\text{C}$ и маркирующий пограничные отложения глубокинской и соломинской свит, характеризуется регрессивным трендом и снижением видового разнообразия конодонтов. С другой стороны, на этом уровне отмечается увеличение биоразнообразия остракод, что свидетельствует о развитии благоприятных для их обитания кислородных условий в придонном слое.

Третий событийный уровень отвечает пограничному франско-фаменскому интервалу, где также происходит увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$, известное в литературе как глобальное событие Upper Kellwasser. В изученном разрезе этот уровень сопряжен с трансгрессивной стадией, когда преимущественно терригенные относительно мелководные осадки соломинской свиты сменяются карбонатными отложениями косоутесовских слоев, в основании которых начинается увеличение $\delta^{13}\text{C}$ значений, их максимум приходится на среднюю часть. С максимальными значениями совпадает появление черносланцевых горизонтов в разрезе, маркирующих уровень повышенного накопления органического углерода. Примечательно, что в этом интервале наблюдается увеличение разнообразия конодонтов и в то же время — только редкие находки остракод. Также обращает на себя внимание, что положительные экскурсы в изученном регионе приурочены к наиболее глубоководным частям разреза.

Анализ парных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного и органического вещества в пределах интервалов, характеризующихся изотопно-углеродными экскурсами, сопоставляемыми с глобальными событиями, показал, что в средней части франского яруса, в пределах положительного и отрицательного экскурсов, значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ изменяются синхронно (см. рис. 7), что говорит о глобальных изменениях изотопного состава углерода в резервуаре океан—атмосфера. Такая же синхронность прослеживается и в пределах франско-фаменского изотопного экскурса. В пределах верхнефранской части разреза Пещеркинские скалы величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ изменяются независимо друг от друга. Такое поведение может говорить о различных источниках углерода при формировании карбонатного и органического вещества, что возможно в том случае, если органическое вещество в бассейне седиментации отчасти имеет аллохтонную природу. Существенное различие в изотопном составе углерода присуще аквагенному и террагенному органическому веществу [Богородская и др., 2005], и, таким образом, изотопные вариации органического углерода в пределах этого интервала можно объяснить наличием органического вещества смешанного генезиса.

Согласно существующей модели углеродного цикла, объясняющей вариации изотопного состава углерода [Ripperdan, 2001], увеличение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ обусловлено повышением биопродуктивности и/или увеличением степени сохранности захороненного органического углерода. Наблюдаемые положительные экскурсы в пределах нижне- и среднефранского подъяруса (конодонтовые зоны *guanwushanensis*—*punctata*) и пограничного интервала франского и фаменского ярусов (*linguiformis*-Lower-Middle *triangularis*) можно считать маркерами уровней повышенной биопродуктивности, о чем косвенно свидетельствует увеличение биоразнообразия конодонтов. Увеличение сохранности органического углерода происходит в основном за счет развития аноксических условий в бассейне седиментации, о чем свидетельствует появление черносланцевых горизонтов в пределах франско-фаменского интервала и накопление черных известняков в пределах низов среднефранского уровня.

В литературе рассматриваются разные причины появления таких условий в верхнедевонских бассейнах седиментации и считается, что они спровоцированы колебаниями уровня моря [Hallam, Wignall, 1999]. В последнее время широко обсуждается гипотеза о влиянии развития наземной растительности на девонские аноксические события. Повышение разнообразия и распространения растений, имеющих развитую корневую систему, привело к активному почвообразованию и, соответственно, к усилению физического и химического выветривания, что способствовало усилению стоков нутриентов в океан. Увеличение привноса с речным стоком продуктов ее разрушения способствовало увеличению биопродуктивности, последующей эвтрофикации вод и развитию придонной аноксии [Algeo et al., 1995; Algeo, Scheckler, 1998; Carmichael et al., 2014, 2016; Bond, Grasby, 2017; Dahl, Arens, 2020; Kabanov et al., 2023]. Эти события, в свою очередь, привели к появлению положительного экскурса на $\delta^{13}\text{C}$ кривой.

Другим спусковым механизмом для океанической аноксии, обсуждаемым в литературе, является широкое развитие больших магматических провинций в конце девона и проявление вулканической деятельности [Bond, Grasby, 2017]. Предполагается, что в ходе массовой дегазации больших объемов остывающей магмы, а также разложения керогена вмещающих пород при внедрении магматических тел происходило увеличение содержания CO_2 в атмосфере, что приводило к потеплению климата и нагреву воды в океаническом резервуаре. Это, в свою очередь, могло спровоцировать выделение метана из осадка и дальнейшее развитие аноксийных условий в придонном слое воды. Во время активных вулканических процессов в атмосферу выбрасывается множество токсичных газов, которые могут негативно влиять на развитие жизни на земле [Archer et al., 2009; Bond, Wignall, 2014; Bond, Grasby, 2017; Grasby et al., 2020; Kabanov et al., 2023; и др].

В качестве еще одной из причин рассматривается наличие хемоклина в мелководной части бассейнов седиментации, который препятствует развитию рифовых фаций в бассейне и способствует первичной биопродуктивности в приповерхностном слое и накоплению органического вещества в осадке [Kabanov et al., 2023]. Некоторые исследователи придерживаются мнения о многовариантности причин этих событий [Carmichael et al., 2019; Racki, 2020].

Среди рассматриваемых причин появления аноксийных условий в изученном регионе можно рассматривать лишь трансгрессивные изменения уровня моря, о чем свидетельствует приуроченность глубоководных интервалов разреза к положительным экскурсам $\delta^{13}\text{C}$. Кроме этого, имеющиеся свидетельства вулканической деятельности — обломки вулканогенного кварца и плагиоклаза, а также палеосейсмиты, встречающиеся на всем протяжении в разрезе верхнедевонских отложений, говорят об активном развитии вулканизма в позднедевонское время на окраине Сибирского континента, связанного с развитием островодужной системы [Геодинамика..., 1999]. Таким образом, для Сибирского окраинного осадочного бассейна можно предполагать комплексное влияние вулканических и эвстатических событий на развитие аноксийных условий как в пределах средненефранского интервала, так и вблизи границы франского и фаменского ярусов.

Снижение $\delta^{13}\text{C}$ значений вблизи верхней части конодонтовой зоны *punctata* может трактоваться как следствие резкого сокращения биопродуктивности и/или снижения степени консервации органического материала в осадке сопряженного с привносом изотопно-легкого углерода ранее захороненного органического вещества вследствие размыва ранее накопленных отложений. Сокращение биопродуктивности подразумевает также и снижение биоразнообразия. Однако в средненефранском интервале не фиксируется резкого его сокращения на уровне проявления отрицательного экскурса в мировом масштабе [Yans et al., 2007; Racki et al., 2008]. Одной из возможных причин отрицательного экскурса в верхней части конодонтовой зоны *punctata* является импактное событие (Alamo impact), следы которого фиксируются в разрезах Невады (США) [Yans et al., 2007; Morrow et al., 2009]. Предполагается, что это событие могло привести к разложению захороненных в осадке метан-гидратов, характеризующихся низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и, следовательно, к снижению значений $\delta^{13}\text{C}$ в атмосфере и, соответственно, в океане и формирующихся в нем карбонатных породах [Yans et al., 2007]. В пределах изученного бассейна наиболее вероятным выглядит предположение, что этот негативный экскурс соотносится с привносом изотопно-легкого углерода в переработке накопленного ранее органического вещества, произошедшим вследствие эрозии береговой линии, что отчасти подтверждается снижением уровня моря, фиксируемого как в изученном разрезе, так и в других регионах [Pisarzowska, Racki, 2012].

Установленные различия в абсолютных значениях $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ и величине изотопного сдвига, вероятнее всего, связаны с расположением этого осадочного бассейна в позднедевонское время в более высоких широтах относительно других изученных разрезов Австралии, Европы, Америки и Китая [Heckel, Witzke, 1979; Scotese, 2001; и др.]. О существовании географической зависимости изотопного состава углерода свидетельствуют данные, приводимые для раковин брахиопод родов *Rhynchonellida*, *Terebratulida* и *Thecideida*. Разница в изотопном составе современных брахиопод, обитающих в пределах низких и средних широт, составляет порядка 1.5 ‰ [Brand et al., 2003], что согласуется с разницей в изотопном составе карбонатов одновозрастных отложений, сформировавшихся в приэкваториальных условиях и на шельфе Сибирского континента.

Вариации изотопного состава кислорода в изученных разрезах не показывают значительных флуктуаций, за исключением трех уровней резкого снижения $\delta^{18}\text{O}$ в разрезе Пещеркинские скалы. В нижней части этого разреза (см. рис. 7) наблюдается слабый тренд на увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$, синхронный с тенденцией снижения $\delta^{13}\text{C}$. Вероятнее всего, это говорит о том, что вариации изотопного состава углерода сопровождались температурными изменениями.

В сравнении с данными, приводимыми в литературе [van Geldern et al., 2006], существенное отличие заключается в более низких величинах $\delta^{18}\text{O}$ изученных разрезов. Подобная ситуация обсуждается в статье [Chen et al., 2021], где наблюдается значительный разброс $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatite}}$ конодонтов из различных локаций. Это объясняется тем, что эпиконтинентальные бассейны могут иметь региональные особен-

ности в вариациях солености и объемов пресных вод, привносимых в бассейны седиментации и, следовательно, в изотопном составе кислорода. Интервалы, характеризующиеся снижениями $\delta^{18}\text{O}$, могут маркировать уровни значительного привноса пресных вод в бассейн, что в принципе согласуется с седиментологическими реконструкциями.

Обобщая все вышеизложенное можно утверждать, что выявленные вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в позднедевонских морских карбонатах характеризуют глобальные изменения изотопного состава кислорода и углерода в резервуаре атмосфера—океан. Фиксируемые на $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ кривых положительные экскурсы соотносятся с двумя событиями, произошедшими в позднем девоне — Middlesex или Punctata (средний фран) и Upper Kellwasser (поздний фран). На этих рубежах происходят существенные изменения в ассоциациях конодонтов и в меньшей степени остракод, а также изменения режима седиментации, сопряженные с углублением бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные литологические исследования верхнедевонских разрезов Колывань-Томской складчатой зоны и прилегающего Кузнецкого бассейна указывают на изменчивые фациальные условия, приводящие к накоплению здесь в режиме активной континентальной окраины как преимущественно карбонатных рифогенных, так и вулканогенно-карбонатно-терригенных комплексов отложений, изученных нами ранее [Сараев, Ганашкин, 2022]. В обнаженной части рифовой системы на р. Томь преобладают отложения передового склона, переходящие в бассейновые, существенно карбонатные осадки.

В нижней части изученного разреза Пещеркинские скалы установлены космополитные среднегранитные виды родов *Polygnathus*, *Ancyrodella*, *Mehlina* и *Icriodus*. Остракоды же представлены бедным монотаксонным комплексом *Bairdia* sp.

Пограничный франско-фаменский интервал, как и во многих регионах мира, характеризуется резким вымиранием многих групп фауны, в том числе и конодонтов. В разрезе Косой Утес франский интервал представлен космополитными таксонами родов *Polygnathus*, *Ancyrodella*, *Icriodus*, «*Polylophodonta*» и *Palmatolepis*. В верхней части соломинской свиты преобладают таксоны *Polygnathus* aff. *Pol. simicostatus* и «*Polylophodonta*» *samueli*. В пограничном интервале фаз *triangularis* и *crepida* раннего фамена выявлено большое разнообразие конодонтов родов *Polygnathus*, *Icriodus* и *Palmatolepis* и в меньшей степени *Ancyrolepis*.

При анализе особенностей биофациального распределения остракод в изученных разрезах установлено, что к границе франского и фаменского веков происходит сокращение таксономического разнообразия остракод и обновление комплекса в начале фаменского века. Пограничным этапам подъярусов свойственны ассоциации как с гладкими, так и скульптированными раковинами. В нижней части подъяруса преобладают гладкие формы, а для средней и верхней их частей типичны формы с мелкобугорчатой и ячеистой поверхностью. Из этого можно сделать вывод, что изменения фациальных условий влияют на характер скульптурованности раковин остракод [Попов и др., 2023].

На основе изотопно-геохимических данных установлено проявление трех глобальных событий в позднем девоне юга Западной Сибири, они выражаются в виде двух положительных и одного отрицательного экскурсов на вариационных кривых $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$. Первые два события перекликаются с литологическими изменениями в изученных авторами разрезах и находят отражение в биоразнообразии конодонтов и остракод. Отрицательный экскурс в средней части франского яруса также имеет глобальное распространение, однако его связи с фаунистическими изменениями недостаточно прослеживаются.

Исходя из полученных данных, одним из вариантов проведения нижней границы фаменского яруса можно считать интервал появления фаменских конодонтов и остракод (слой Е-896-19), к которому приурочены также положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}_{\text{опр.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ (см. рис. 7).

Авторы искренне признательны А.С. Алексееву и О.В. Артюшковой за конструктивные замечания и советы, способствовавшие улучшению статьи.

Статья подготовлена при поддержке проекта РНФ 22-27-00703, а также при научно-методической поддержке государственной программы ФНИ ИНГГ СО РАН № FWZZ-2022-0003, № FWZZ-2022-0005, FWZZ-2022-0007.

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl_Izokh_tabl2_207.pdf

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.С. Типизация фанерозойских событий массового вымирания организмов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология, 2000, № 5, с. 6—14.

Барков И.С., Воронцова Т.Н., Кононова Л.И., Кузьмин А.В. Определитель конодонтов девона и нижнего карбона. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, 184 с.

Бельская Т.Н. Позднедевонское море Кузнецкой котловины история его развития, население и осадки. М., Изд-во АН СССР, 1960, 184 с. (Тр. ПИН АН СССР, т. 82).

Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. II. Средний палеозой. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1960, вып. 20, 850 с.

Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. Кероген: методы изучения, геохимическая интерпретация. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005, 254 с.

Геодинамика, магматизм и металлогенезия Колывань-Томской складчатой зоны / В.И. Сотников, Г.С. Федосеев, Л.В. Кунгурцев, А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, И.П. Васильев, В.О. Гимон. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999, 227 с.

Грацианова Р.Т. Сообщества брахиопод верхнего девона в разрезе по р. Томь у Косого утеса и их аналоги в Горном Алтае // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск, Наука, 1983, с. 15—39.

Завьялова А.П., Чупахина В.В., Ступакова А.В., Гатовский Ю.А., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Суслова А.А., Большая М.А., Санникова И.А., Калмыков А.Г. Сравнение разрезов доминиковых отложений Волго-Уральского и Тимано-Печорского бассейнов в местах естественного выхода на дневную поверхность // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология, 2018, № 6, с. 57—73.

Задорожный В.М. Фораминыферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Новосибирск, Наука, 1987, 121 с.

Изох О.П., Изох Н.Г., Пономарчук В.А., Семенова Д.В. Изотопы углерода и кислорода в отложениях фран-фаменского (верхний девон) разреза Кузнецкого бассейна (юг Западной Сибири) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (7), с. 786—795.

Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох, А.А. Алексеенко, О.Т. Обут, О.А. Родина, С.В. Сараев, Т.П. Батурина, Т.П. Киприянова, И.Г. Тимохина, А.Ю. Язиков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 104 с.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и C-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 6, с. 25—53.

Легенда Кузбасской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (издание второе) / Г.А. Бабин, С.П. Шокальский, В.Н. Токарев, В.В. Нечаев, С.М. Борисов, Ю.М. Колыхалов, А.Ф. Щигрев, В.В. Бутвиловский, В.С. Дубский, Л.Л. Зейферт. Новокузнецк, ФГУП «Запсибгеолсъемка», 1999, 194 с., 11 табл., граф., прил. 15 л.

Москаленко М.Н., Москаленко К.А., Юдина Ю.А. Уточнение биостратиграфического расчленения и корреляции нижнефаменских отложений Ижма-Печорской синеклизы // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: материалы XIII Геологического съезда РК. Сыктывкар, Геопринт, 1999, т. II, с. 224—228.

Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И., Карпова Е.В., Демьянков С.С. Модель конодонтовых биофаций мелководных палеообстановок франского яруса (поздний девон) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология, 2022, № 6, с. 35—45.

Петц Г.Г. Материалы к познанию фауны девонских отложений окраины Кузнецкого угленосного бассейна. СПб, Типография М. Меркушева. 1901, 393 с. (Тр. геологической части кабинета Его Императорского Величества, т. IV).

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые, 2006а, № 5, с. 505—530.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полезные ископаемые, 2006б, № 6, с. 1—13.

Попов Б.М. Биостратиграфические данные по остракодам из опорных разрезов среднего и верхнего девона окраин Кузнецкого бассейна (юго-восток Западной Сибири) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2019, № 2 (38), с. 3—15.

Попов Б.М. Биостратиграфическое значение остракод верхнего девона северо-западной части окраины Кузнецкого бассейна (р. Томь, юго-восток Западной Сибири) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2021, № 4 (48), с. 12—23.

Попов Б.М., Сараев С.В., Ганашкин А.С. Обстановки формирования позднедевонских отложений окраин Кузнецкого бассейна и особенности биофациального распределения остракод // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле, 2023, т. 68, № 1, с. 171—195.

Ратанов Л.С., Аксенова Л.М. Сафоновский, алчедатский и пещеркинский горизонты среднего и верхнего девона западной части Алтая-Саянской области // Стратиграфия и главнейшие события в геологической истории Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1991, с. 60—67.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири / Ред. В.П. Скворцов. М., Госгеолтехиздат, 1959, 91 с.

Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем до-кембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II Средний и верхний палеозой. Новосибирск, 1979 г. / Ред. В.И. Краснов. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1982, 130 с.

Ржонсницкая М.А. Спирифериды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. М., Госгеолиздат, 1952, 232 с.

Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Т. I. Стратиграфия. Л., Недра, 1968, 287 с.

Ржонсницкая М.А. Кузнецкий прогиб и сопредельные районы Западной Сибири // Стратиграфия СССР. Девонская система. М., Недра, 1973, с. 15—55.

Сараев С.В. Палеосеймы в обстановках карбонатной седиментации // Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25—29 сентября 2012 г.). СПб., СПбГУ, 2012, т. 1, с. 247—249.

Сараев С.В., Ганашилин А.С. Седиментология и геохимия верхнедевонских отложений юго-восточного обрамления Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2022, т. 65 (5), с. 655—672.

Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон / Под ред. И.Е. Заниной, Б.К. Лихачева. Л., Недра, 1975, 622 с.

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Фадеева Н.П., Гатовский Ю.А., Суслова А.А., Сауткин Р.С., Пронина Н.В., Большакова М.А., Завьялова А.П., Чупахина В.В., Петракова Н.Н., Ми��тахова А.А. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна — типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы, 2017, спецвыпуск, ч. 1, с. 112—124.

Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна. Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе / Под ред. В.А. Краснова, М.А. Ржонсницкой, Я.М. Гутака. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1992, 136 с.

Тимохина И.Г., Родина О.А. Новые данные по стратиграфии верхнедевонских отложений северо-западной части Кузнецкого бассейна по фораминиферам и хрящевым рыбам // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2015, т. 23, № 5, с. 50—71.

Тыжнов А.В. Материалы по стратиграфии и тектонике девонских отложений северо-западной окраины Кузнецкого каменноугольного бассейна // Изв. Зап.-Сиб. геол. упр., 1931, т. XI, вып. 1, с. 1—32.

Хромых В.Г. Нижнефаменские строматопороиды Кузбасса // Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous (SDS / IGCP 596 joint field meeting): Contributions of International Conference in memory of Evgeny A. Yolkin. Ufa, Novosibirsk, July 20 — August 10, 2011. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2011, p. 69—71.

Хромых В.Г. Франские строматопороиды Кузбасса // Региональная стратиграфия позднего до-кембрия и палеозоя Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2013, с. 168—186.

Algeo T.J., Scheckler S. Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events // Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B, 1998, v. 353, p. 113—130.

Algeo T.J., Berner R.A., Maynard J.B., Scheckler S. Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises: «Rooted» in the evolution of vascular land plants? // GSA Today, 1995, v. 5 (3), p. 64—66.

Archer D., Buffett B., Brovkin V. Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle // PNAS, 2009, v. 106, p. 20596—20601, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0800885105.

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // The Geologic Time Scale 2012, v. 2. Amsterdam, Elsevier, 2012, p. 559—601.

Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C., Agterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G. The Devonian Period // The Geologic Time Scale 2020, v. 2 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Elsevier, 2020, p. 733—810.

Bond D.P.G., Wignall P.B. The role of sea-level change and marine anoxia in the Frasnian—Famennian (Late Devonian) mass extinction // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2008, v. 263, p. 107—118.

Bond D.P.G., Wignall P.B. Large igneous provinces and mass extinctions: An update // Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects / Eds. G. Keller, A.C. Kerr. GSA Spec. Pap., 2014, v. 505, p. 29—55, doi: 10.1130/2014.2505(02).

Bond D., Wignall P.B., Racki G. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian–Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // *Geol. Mag.*, 2004, v. 141, p. 173–193.

Brand U., Veiser J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system — 1. Trace elements // *J. Sediment. Res.*, 1980, v. 50 (4), p. 1219–1236.

Brand U., Veiser J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system — 2. Stable isotopes // *J. Sediment. Res.*, 1981, v. 51 (3), p. 987–997.

Brand U., Logan A., Hiller N., Richardson J. Geochemistry of modern brachiopods: applications and implications for oceanography and paleoceanography // *Chem. Geol.*, 2003, v. 198, p. 305–334.

Bultync P., Helsen S., Hayduckiewich J. Conodont succession and biofacies in upper Frasnian formations (Devonian) from the southern and central parts of the Dinant Synclinorium (Belgium) - (Timing of facies shifting and correlation with late Frasnian events) // *Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belg., Sci. Terre*, 1998, v. 68, p. 25–75.

Carmichael S.K., Waters J.A., Suttner T.J., Kido E., DeReuil A.A. A new model for the Kellwasser Anoxia Events (Late Devonian): Shallow water anoxia in an open oceanic setting in the Central Asian Orogenic Belt // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2014, v. 399, p. 394–403, doi: 10.1016/j.palaeo.2014.02.016.

Carmichael S.K., Waters J.A., Batchelor C.J., Coleman D.M., Suttner T.J., Kido E., Moore L.M., Chadimová L. Climate instability and tipping points in the Late Devonian: detection of the Hangenberg event in an open oceanic island arc in the central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2016, v. 32, p. 213–231, doi: 10.1016/j.gr.2015.02.009.

Carmichael S.K., Waters J.A., Königshof P., Suttner T.J., Kido E. Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser event: A review of its sedimentological and geochemical expression // *Global Planet. Change*, 2019, v. 183, doi: 10.1016/j.gloplacha.2019.102984.

Chen B., Ma X., Mills B.J.W., Qie W., Joachimski M.M., Shen S., Wang C., Xu H., Wang X. Devonian paleoclimate and its drivers: a reassessment based on a new conodont $\delta^{18}\text{O}$ record from South China // *Earth Sci. Rev.*, 2021, v. 222, 103814, doi: 10.1016/j.earscirev.2021.103814.

Cui H., Grazhdankin D.V., Xiao S., Peek S., Rogov V.I., Bykova N.V., Sievers N.E., Liu X.-M., Kaufman A.J. Redox-dependent distribution of early macro-organisms: Evidence from the terminal Ediacaran Khatyspyt Formation in Arctic Siberia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2016, v. 461, p. 122–139.

Dahl T.W., Arens S.K.M. The impacts of land plant evolution on Earth's climate and oxygenation state – An interdisciplinary review // *Chem. Geol.*, 2020, v. 547 (1), doi: 10.1016/j.chemgeo.2020.119665.

Eder W., Engel W., Franke W., Langenstrassen F., Walliser O.H., Witten W. Überblick über die paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges // *Exk.-Führer Geotagung'77*, 1977, I, Exk. A, p. 2–11.

Grasby K., Jahanshad N., Painter J.N., Colodro-Conde L., Bralten J., Hibar D., et al. The genetic architecture of the human cerebral cortex // *Science*, 2020, v. 367 (6484), doi: 10.1126/science.aay6690.

Hallam A., Wignall P.B. Mass extinctions and sea-level changes // *Earth Sci. Rev.*, 1999, v. 48, p. 217–250.

Heckel P.H., Witzke B.J. Devonian world palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators // *The Devonian System* / Eds. M.R. House, C.T. Scrutton, M.G. Bassett. Spec. Pap. *Palaeontol.*, 1979, v. 23, p. 99–123.

Holser W.T. Geochemical events documented in inorganic carbon isotopes // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1997, v. 132, p. 173–182.

Izokh N.G., Yolkin E.A. Upper Devonian conodonts from the northeastern Kuznetsk Basin (south of West Siberia, Russia): Advanced report // *Ancient life and modern approaches: Abstracts Second Int. Palaeontol. Congr.* / Eds. Q. Yang, Y. Wang, E.A. Weldon. Univ. Sci. Technol. China Press, 2006, p. 359.

Izokh O.P., Izokh N.G., Saraev S.V., Dokukina G.A. C isotopic variations in the lower–middle Frasnian (lower Upper Devonian) of the Rudny Altai // *Geol. Mag.*, 2015, v. 152 (3), p. 565–571.

Jaffrés J.B.D., Shields G.A., Wallmann K. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years // *Earth Sci. Rev.*, 2007, v. 83 (1–2), p. 83–122.

Ji Q., Ziegler W. The Lali Section: An excellent reference section for Upper Devonian in South China // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 1993, v. 157, p. 1–183.

Joachimski M.M. Comparison of organic and inorganic carbon isotope patterns across the Frasnian–Famennian boundary // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1997, v. 132, p. 133–146.

Joachimski M., Pancost R., Freeman K., Ostertag-Henning C., Buggisch W. Carbon isotope geochemistry of the Frasnian–Famennian transition // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2002, v. 181, p. 91–109.

Kabanov P., Hauck T.E., Gouwy S.A., Grasby S.E., van der Boon A. Oceanic anoxic events, photic-zone euxinia, and controversy of sea-level fluctuations during the Middle-Late Devonian // *Earth Sci. Rev.*, 2023, v. 241, 104415.

Klapper G. Sequence in conodont genus *Ancyrodella* in Lower asymmetricus Zone (earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France // *Palaeontogr. Abt. A Paläozool. Stratigr.*, 1985, Bd. 188, p. 19—34.

Klapper G., Lane H.R. Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the *Polygnathus* biofacies, N.W.T., Canada // *J. Paleontol.*, 1985, v. 59 (4), p. 904—951.

Kump L.R., Arthur M.A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter // *Chem. Geol.*, 1999, v. 161, p. 181—198.

Lash G.G. A global biogeochemical perturbation during the Middle Frasnian punctata Event: Evidence from muted carbon isotope signature in the Appalachian Basin, New York State (USA) // *Global Planet. Change*, 2019, v. 177, p. 239—254.

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 // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2008, v. 269, p. 130—151.

Ma X.-P., Gong Y., Chen D., Racki G., Chen X., Liao W. The Late Devonian Frasnian–Famennian event in South China—patterns and causes of extinctions, sea level changes, and isotope variations // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2016, v. 448, p. 224—244.

Middle–Upper Devonian and Lower Carboniferous biostratigraphy of the Kuznetsk Basin: Field Excursion Guidebook. Int. Conf. “Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous” / Eds. N.K. Bakharev, N.G. Izokh, O.T. Obut, J.A. Talent. Novosibirsk, Publ. House SB RAS, 2011, 98 p.

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 // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2009, v. 282, p. 105—118.

Ovnatanova N.S., Kononova L.I. Conodonts and Upper Devonian (Frasnian) biostratigraphy of central regions of Russian Platform // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 2001, v. 233, p. 1—115.

Ovnatanova N.S., Kononova L.I., Kolesnik L.S., Gatovsky Yu.A. Upper Devonian conodonts of Northeastern European Russia // *Paleontol. J.*, 2017, v. 51 (10), p. 973—1165.

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 // *Chem. Geol.*, 2012, v. 334, p. 199—220.

Pisarzowska A., Becker R.T., Aboussalam Z.S., Szczerba M., Sobień K., Kremer B., Owocki K., Racki G. Middlesex/*punctata* Event in the Rhenish Basin (Padberg section, Sauerland, Germany) – Geochemical clues to the early-middle Frasnian perturbation of global carbon cycle // *Global Planet. Change*, 2020, v. 191, 103211.

Racki G. A volcanic scenario for the Frasnian–Famennian major biotic crisis and other Late Devonian global changes: More answers than questions? // *Global Planet. Change*, 2020, v. 189, 103174, doi: 10.1016/j.gloplacha.2020.103174.

Racki G., Joachimski M.M., Morrow J.R. A major perturbation of the global carbon budget in the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2008, v. 269, p. 127—129.

Ripperdan R.L. Stratigraphic variation in marine carbonate carbon isotope ratios // *Rev. Mineral. Geochim.*, 2001, v. 43, p. 637—662.

Riquier L., Tribouillard N., Averbuch O., Devleeschouwer X., Riboulleau A. The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): Two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms // *Chem. Geol.*, 2006, v. 233, p. 137—155.

Sandberg C.A., Poole F.G., Johnson J.G. Upper Devonian of Western United States // Devonian of the world. Proc. 2nd Int. Symp. on the Devonian System. Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 14, v. 1. Regional Syntheses, 1988, p. 183—220.

Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. Conodont biochronology, biofacies, taxonomy, and event stratigraphy around middle Frasnian Lion Mudmound (F2h), Frasnes, Belgium // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 1992, v. 150, p. 1—87.

Schindler E. Die Kellwasser-Krise (hohe Frasne-Stufe, Ober-Devon). *Göttinger Arb. Geol. Palaeontol.*, 1990, v. 46, 115 p.

Schülke I. Evolutive Prozesse bei *Palmatolepis* in der frühen Famenne-Stufe (Conodonts, Ober-Devon) // *Göttinger Arb. Geol. Palaeontol.*, 1995, v. 67, p. 1—108.

- Scotese C.R.** Atlas of Earth history. Arlington, TX, PALEOMAP Project, 2001, 58 p.
- Seilacher A.** Fault-graded beds interpreted as seismites // *Sedimentology*, 1969, v. 13, p. 155—159.
- Śliwiński M.G., Whalen M.T., Newberry R.J., Payne J.H., Day J.** Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb} \& \text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$) and trace element anomalies during the Late Devonian ‘punctata Event’ in the Western Canada Sedimentary Basin // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2011, v. 307, p. 245—271.
- Sobstel M., Makowska-Haftka M., Racki G.** Conodont ecology in the Early–Middle Frasnian transition on the South Polish carbonate shelf // *Acta Palaeontol. Pol.*, 2006, v. 51 (4), p. 719—746.
- Souza I.M.S., Zambrano E.R.N., de Souza E.S., Parra C.J.O., Ribeiro H.J.P.S., Cerqueira J.R., Mortatti J., de Oliveira O.M.C., Queiroz A.F.S.** Biomarkers and PAH chemostratigraphy in the study of the Frasnian anoxic event in the Pimenteiras Formation outcrop of the Parnaíba Basin, Brazil // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2022, v. 598, 111033.
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C.** Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard // *Bull. Geosci.*, 2017, v. 92 (1), p. 31—57.
- Tagarieva R.C.** Conodont biodiversity of the Frasnian-Famennian boundary interval (Upper Devonian) in the Southern Urals // *Bull. Geosci.*, 2013, v. 88 (2), p. 297—314.
- van Geldern R., Joachimski M.M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkin E.A., Ma X.-P.** Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2006, v. 240, p. 47—67.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H.** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.*, 1999, v. 161 (1—3), p. 59—88.
- Walliser O.H.** Global events in the Devonian and Carboniferous // *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin, Springer, 1996, p. 225—250.
- Witzke B.J., Bunker B.J., Rogers F.S.** Eifelian through Lower Frasnian stratigraphy and deposition in the Iowa Area, Central Midcontinent, U.S.A. // Devonian of the world. Proc. 2nd Int. Symp. on the Devonian System. Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 14, v. 1. Regional Syntheses, 1988, p. 221—250.
- Xu B., Gu Z., Liu Q., Wang C., Li Z.** Carbon isotopic record from Upper Devonian carbonates at Dongcun in Guilin, southern China, supporting the worldwide pattern of carbon isotope excursions during Frasnian-Famennian transition // *Chin. Sci. Bull.*, 2003, v. 48, p. 1259—1264.
- Yans J., Corfield R.M., Racki G., Preat A.** Evidence for perturbation of the carbon cycle in the Middle Frasnian punctata Zone (Late Devonian) // *Geol. Mag.*, 2007, v. 144 (2), p. 263—270.
- Yolkin E.A., Gratsianova R.T., Izokh N.G., Yazikov A.Yu., Bakharev N.K.** Devonian sea-level fluctuations on the south-western margin of the Siberian continent // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 1997, v. 199, p. 83—98.
- Yolkin E.A., Gratsianova R.T., Izokh N.G., Yazikov A.Yu., Bakharev N.K., Alekseeva R.E., Erina M.V., Kim A.I., Shishkina G.R.** Devonian standard boundaries within the shelf belt of the Siberian Old Continent (southern part of western Siberia, Mongolia, Russian Far East) and in the South Tien Shan // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 2000, v. 225, p. 303—318.
- Yolkin E.A., Sennikov N.V., Petrunina Z.E., Bakharev N.K., Izokh N.G., Klets A.G., Alekseenko A.A., Anastasieva S.A., Ermikov V.D., Gladkikh L.A., Gutak Ya.M., Khlebnikova T.V., Mamlin A.N., Obut O.T., Rodina O.A., Tokarev V.N.** Ordovician–Lower Carboniferous succession, eustatic (sedimentary) cycles, event levels and palaeogeography of southern West Siberia (Guidebook of excursion) // Contributions to Siberian IGCP 410/421 Joint Meeting, 4—21 August, 2001. Novosibirsk, 2001, p. 8—92.
- Youngquist W.L.** A new Upper Devonian conodont fauna from Iowa // *J. Paleontol.*, 1947, v. 21 (2), p. 95—112.
- Ziegler W.** *Ancyrolepis* n. gen. (Conodontata) aus dem höchsten Teil der *Manticoceras*-Stufe // *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol.*, 1959, Abh. 108, p. 75—80.
- Ziegler W.** Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung // *Abh. Hessischen Landesamtes Bodenforsch.*, 1962, Hf. 38, p. 1—166.
- Ziegler W., Sandberg C.A.** The late Devonian Standard Conodont Zonation // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 1990, v. 121, p. 1—115.