

УДК 551.464.6.02;551.734.2;551.734.3(476)

ИЗОТОПЫ С, О, S, Sr В ОТЛОЖЕНИЯХ ОСВЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО ЭЙФЕЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

© 2023 г. А. А. Махнач^а, *, Б. Г. Покровский^б, **, О. В. Мурашко^а

^аФилиал “Институт геологии” Государственного предприятия “НПЦ по геологии”,
ул. акад. Купревича, 7, Минск, 220141 Беларусь

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: amahnach1951@gmail.com

**e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 02.12.2022 г.

После доработки 19.01.2023 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Комплексная интерпретация распределения значений $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, $\delta^{34}\text{S}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гипсе из освейского горизонта нижнего эйфеля на территории Беларуси показала, что значимость постседиментационных изотопных сигналов незначительна и что изотопные вариации могут быть непротиворечиво объяснены в рамках седиментационной модели. Наряду с интервалами, которые характеризуются стандартными морскими значениями $\delta^{13}\text{C}$, в разрезах имеются отрицательные экскурсы этого параметра (до $-7\ldots-11\text{‰}$), маркирующие интервалы карбонатно-сульфатных пород и менее масштабных проявлений сульфатов. Экскурсы соответствуют эвапоритовым эпизодам, когда бассейн мелел и, возможно, распался на отдельные ванны, что приводило к увеличению роли обогащенных почвенным углеродом континентальных вод в геохимической системе седиментации за счет активизации их притока и/или в связи с обмелением. Эти воды могли поступать как с длительно обнаженных участков суши, где и в настоящее время эйфельские отложения отсутствуют, так и с периодически существовавших островов. Изотопный состав кислорода не “реагирует” на отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ аналогичными сдвигами в связи с возможным отсутствием существенной разницы между значениями $\delta^{18}\text{O}$ метеорных осадков, дающих начало водам суши, и морской воды в низких широтах, где в девоне находилась территория Беларуси. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в 40% проанализированных проб заключены в пределы $-4\ldots-2\text{‰}$, т. е. соответствуют эйфельскому “плато” ($\sim-3\text{‰}$) на генерализованной хемотратиграфической кривой, построенной с использованием кальцита раковин брахиопод из разных регионов мира. Значения $\delta^{18}\text{O} > -2\text{‰}$ (44% образцов), вероятно, являются следствием испарительного концентрирования воды, а значения $\delta^{18}\text{O} < -2\text{‰}$ (16%), которые могут опускаться на пиках эвапоритовых эпизодов до $-7.0\ldots-9.5\text{‰}$ обусловлены прогревом воды (иногда весьма значительным) при обмелении бассейна. Активизация роли континентальных вод, сопровождающая эвапоритовые эпизоды, подтверждается тем, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в освейском гипсе (0.708402–0.708742) гораздо более высокое, чем то, что характерно для морской воды эйфельского века по глобальным оценкам (0.70772), а значения $\delta^{34}\text{S}$ гипса (15.5–21.2‰) более чем в половине проанализированных проб ниже свойственных морскому сульфату среднего девона (19–20‰).

Ключевые слова: геохимия изотопов, нижний эйфель, Беларусь.

DOI: 10.31857/S0024497X23700155, **EDN:** TNDAFX

В результате проводимых в Беларуси региональных геологоразведочных работ нового поколения, включающих параметрическое бурение, глубинное геологическое картирование, геологическое доизучение площадей, получен новый обширный керновый материал. Это позволило активизировать изотопно-геохимические исследования хемотратиграфического характера. Так, в 2019–2022 гг. было выполнено такого рода изучение карбонатных и карбонатсодержащих нижне- и среднедевонских отложений в отдельно взятых

разрезах пяти скважин (рис. 1) [Махнач и др., 2019а, 2019б, 2021, 2022а, 2022б, 2022в]. В настоящей статье даны результаты сопоставления изотопных данных по этим разрезам для основной части нижнего эйфеля, выделяемой в Беларуси как освейский горизонт. Его образования коррелируются с отложениями дорогобужского горизонта Московской синеклизы и вадьяского подгоризонта наровского горизонта Литвы и широко распространены на Центральном и Главном девонских полях [Валюкявичюс, Голубцов, 1986;

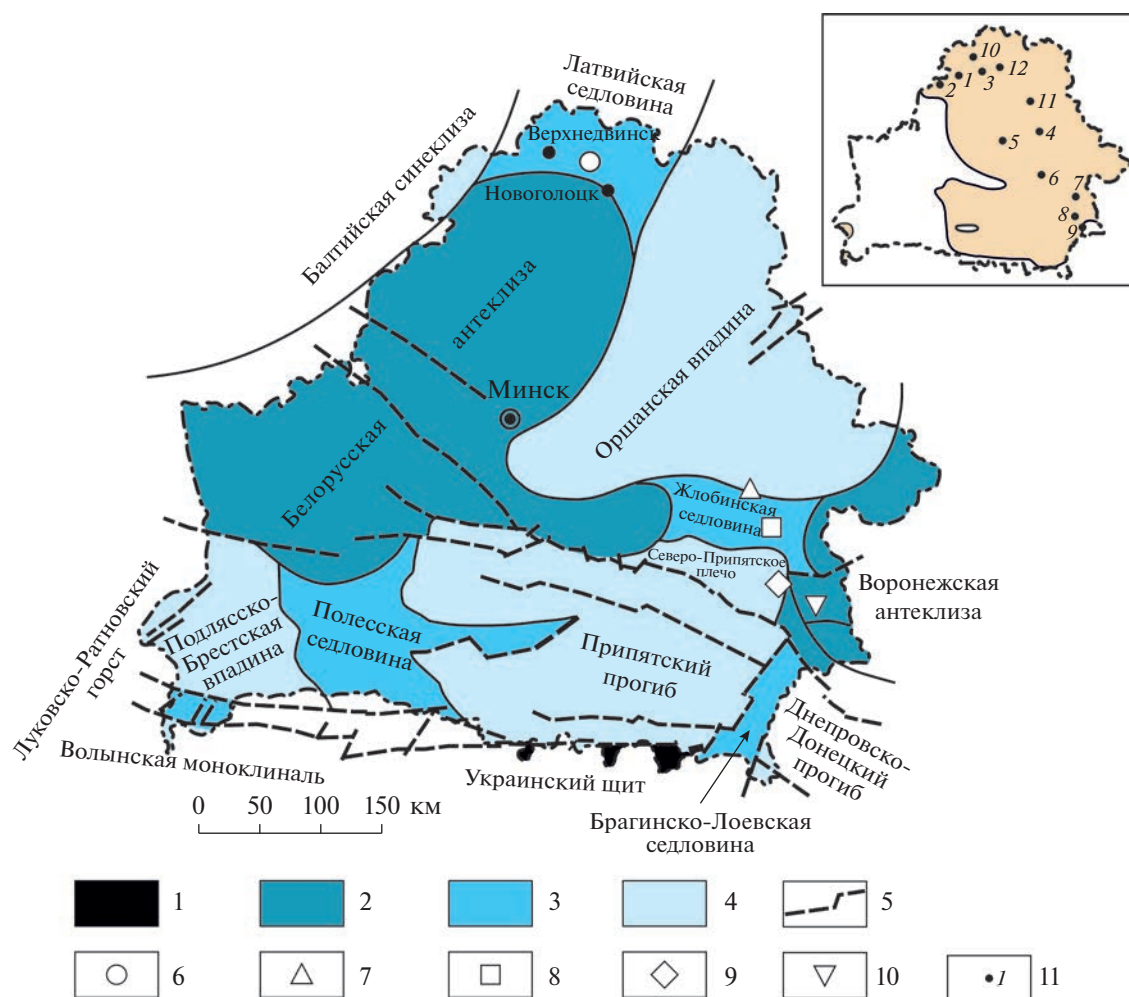


Рис. 1. Расположение скважин, материалы по которым использованы в работе, на схеме тектонического районирования территории Беларуси и в контуре распространения ниже-среднедевонских отложений (врезка) [Геология Беларуси, 2001].

1 – кристаллический щит; 2 – антеклиз; 3 – седловина, горст; 4 – прогиб, впадина, синеклиз; 5 – разлом; 6–10 – скважины на основной картосхеме: 6 – Северо-Полотская; 7 – Быховская; 8 – Кормянская; 9 – Приволье; 10 – ГГК-1; 11 – скважины на врезке (1 – Балаи 15, 2 – Оцковичи 5, 3 – Сахновичи 1, 4 – Кляпиничи 38, 5 – Боровино 3, 6 – Озераны 3 к, 7 – Бердыж ЖТ-1, 8 – Прибор 1, 9 – Васильевка 1, 10 – Заборье 8, 11 – Замощье 26, 12 – Ухвище 2).

Родионова и др., 1995; Стратиграфические схемы ..., 2010].

Освейский горизонт как объект для реконструкций палеогеографических обстановок и корреляции отложений по изотопным характеристикам весьма интересен в связи с разнообразием строения и вещественного наполнения его разрезов и наличием в них эвапоритов. Далеко не всегда наблюдаются полные разрезы, которые в Беларуси состоят из карбонатно-сульфатной (нижней) и доломитово-мергельной (верхней) пачек. В пределах присводовых участков Белорусской антеклизы и местами на юго-западной центриклинали Оршанской впадины сульфатные породы отсутствуют, а на их месте нередко залегают брекчии глинисто-карбонатного состава [Геология Беларуси, 2001]. Дополнить информацию о разнообра-

зии условий седиментации в освейское время можно не имеющим прямого отношения к предмету наших исследований упоминанием о каменной соли этого возраста, встречающейся на отдельных структурах Припятского прогиба, каменной и даже калийной (Ярцево) солях в Московской синеклизе [Высоцкий и др., 1988; Геология Беларуси, 2001].

Как увидим дальше, пять обсуждаемых в статье освейских разрезов также достаточно разнообразны по литологии слагающих их пород.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Скважины, давшие основной материал для статьи, пробурены на разных тектонических структурах Беларуси и выстраиваются в профиль с

северо-запада на юго-восток (см. рис. 1). Это параметрические скважины Северо-Полоцкая (на юго-востоке Латвийской седловины), Быховская (в зоне сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины), Кормянская (на Жлобинской седловине), Приволье (на Северо-Припятском плече Припятского прогиба) и картировочная скважина ГГК-1 (в Клиновском грабене на юго-западном краю Воронежской антеклизы).

Коллекция каменного материала из керна указанных скважин включала 103 образца карбонатных и карбонатсодержащих пород освейского горизонта, использованных для определения изотопного состава углерода и кислорода, карбонатности пород и содержания в них органического углерода ($C_{орг}$), и 9 проб гипса — для изотопного анализа серы.

Разрешение построенных кривых вариаций изотопного состава углерода и кислорода в освейском горизонте, определяемое метражом разреза, охарактеризованным одним образцом, оказалось следующим: скв. Северо-Полоцкая — 1.0 м, Быховская — 1.6, Кормянская — 1.7, Приволье — 1.7, скв. ГГК-1 — 0.7 м. Эти цифры регламентированы степенью полноты отбора керна при бурении и достаточностью содержания карбонатов в породах для изотопного анализа.

Изотопные определения углерода, кислорода и серы производились на масс-спектрометре Delta V Advanced с использованием установки Gas-Bench-I в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (Москва). Изотопные отношения даны относительно следующих стандартов: $\delta^{13}C$ — PDB, $\delta^{18}O$ — PDB, $\delta^{34}S$ — CDT. Точность (воспроизводимость) определений находится в пределах $\pm 0.2\%$. Карбонатность пород газометрическим методом и содержание $C_{орг}$ посредством оксидометрии определялись в Институте геологии (Минск).

В работе использовались также опубликованные ранее результаты изотопного анализа серы [Махнач и др., 1987] и стронция [Махнач и др., 2000] в образцах гипса освейского горизонта Беларуси. Масс-спектрометрический анализ серы в этих образцах произведен во ВСЕГЕИ (Ленинград). Выделение стронция из гипса выполнялось в Институте наук о Земле Еврейского университета (Иерусалим), определение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ — в лаборатории изотопной геологии Научного совета по окружающей среде (Ноттингем). Многократные измерения стандарта SRM NBS 987 в названной лаборатории дают величину $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710248 \pm 0.000008$. Эмиссионно-спектральный анализ содержания стронция делался в Институте геологических наук НАН Беларуси (Минск).

ЛИТОЛОГИЯ

Во всех пяти изучавшихся в этой работе разрезах (рис. 2, 3) отложения освейского горизонта подстилаются образованиями адровского горизонта нижнего эйфеля (верхняя часть ряжского горизонта Центрального девонского поля, прынский горизонт Главного девонского поля) и перекрываются породами городокского горизонта среднего эйфеля (клинцовский и мосоловский горизонты Московской синеклизы, лейвуский подгоризонт наровского горизонта Литвы [Сорокин и др., 1981; Валуявичюс, Голубцов, 1986; Родионова и др., 1995; Стратиграфические схемы ..., 2010]).

В разрезе скв. Северо-Полоцкая освейский горизонт залегает в интервале глубин 313.5–327.6 м, имеет мощность 14.1 м и представлен карбонатно-сульфатной пачкой. Это серые, темно- и светло-серые доломитовые мергели, доломитистые глины, глинистые доломиты с прослоями, прожилками и корками розового и белого гипса.

В Быховском разрезе горизонта (250.0–294.1 м; мощность 44.1 м) выделяются карбонатно-сульфатная (нижняя) и доломитово-мергельная (верхняя) пачки. Нижняя, мощностью 15.1 м, сложена глинисто-карбонатно-сульфатными породами, массивными и горизонтально-слоистыми, переслаиванием глин и гипса (рис. 4а, 4б). Цвет пород светло-серый, зеленовато- и коричневатосерый. Структура гипса от мелко- до крупнокристаллической, окраска белая, светло-серая, розовая, коричневая. Характерно поперечно-волокнистое сложение гипсовых прослоев. Верхняя, доломитово-мергельная, пачка (29 м) представляет собой чередование глин, глинистых доломитов, доломитовых мергелей, песчаников с карбонатно-сульфатным цементом. Породы зеленовато-серые, иногда с темно-коричневыми разводами. Отмечаются прослойки и вкрапления гипса белого, светло-серого, красновато-коричневого цвета.

Породы освейского горизонта в скв. Кормянская (295.8–311.0 м; мощность 15.2 м) состоят, главным образом, из карбонатного, глинистого и сульфатного материала в разных сочетаниях и структурных взаимоотношениях (см. рис. 4в, 4г). Это зеленовато-серые и светло-серые мергели с пропластками глин, доломитов, реже песчаников, а также с линзовидными прослоями, гнездами, вкраплениями и разноориентированными прожилками волокнистого, шестоватого, таблитчатого и чешуйчатого гипса.

Освейский разрез скв. Приволье (830.4–880.8 м; мощность 50.4 м) сложен серыми, зеленовато-серыми, бежево-серыми, реже бурыми доломитовыми мергелями, известковистыми и глинистыми доломитами, в меньшей мере — доломитистыми глинами и разнозернистыми песчаниками.

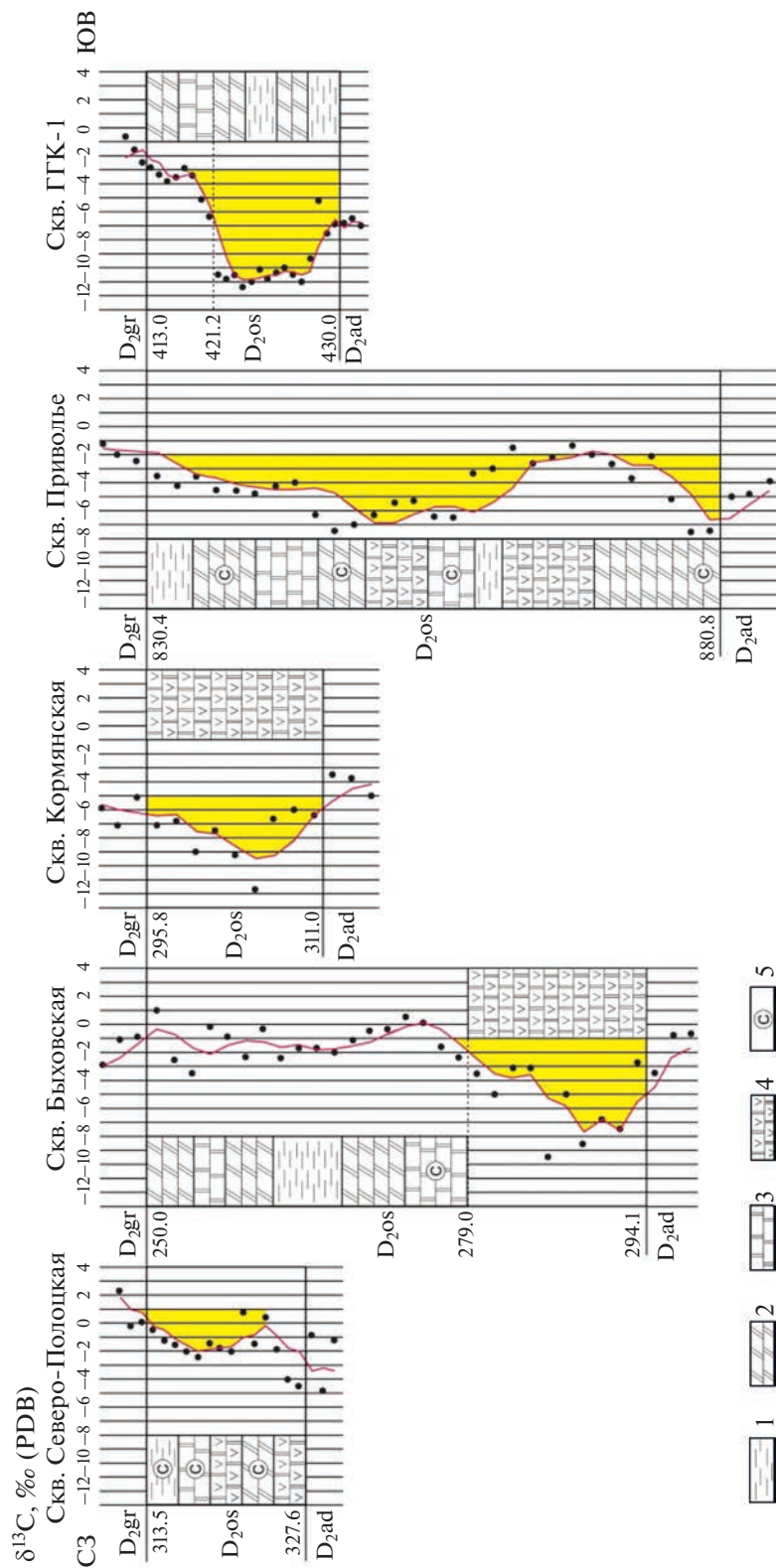


Рис. 2. Вариации изотопного состава карбонатного углерода в отложениях освейского горизонта ($D_2\text{os}$) нижнего эйфеля на территории Беларуси. 1 – глина доломитистая; 2 – мергель доломитистый; 3 – доломит; 4 – карбонатно-сульфатная порода; 5 – гипсовые и/или ангидритовые прожилки, включения, цемент. Точки – фактические значения $\delta^{13}\text{C}$; кривые – линии вариаций, сглаженных методом скользящего среднего (шаг 3); заливка – отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$; $D_2\text{gr}$ – горючехвостский горизонт, $D_2\text{ad}$ – адвовский горизонт; цифры слева от графиков – глубины залегания кровли и подошвы освейского горизонта и границы между пачками (м).

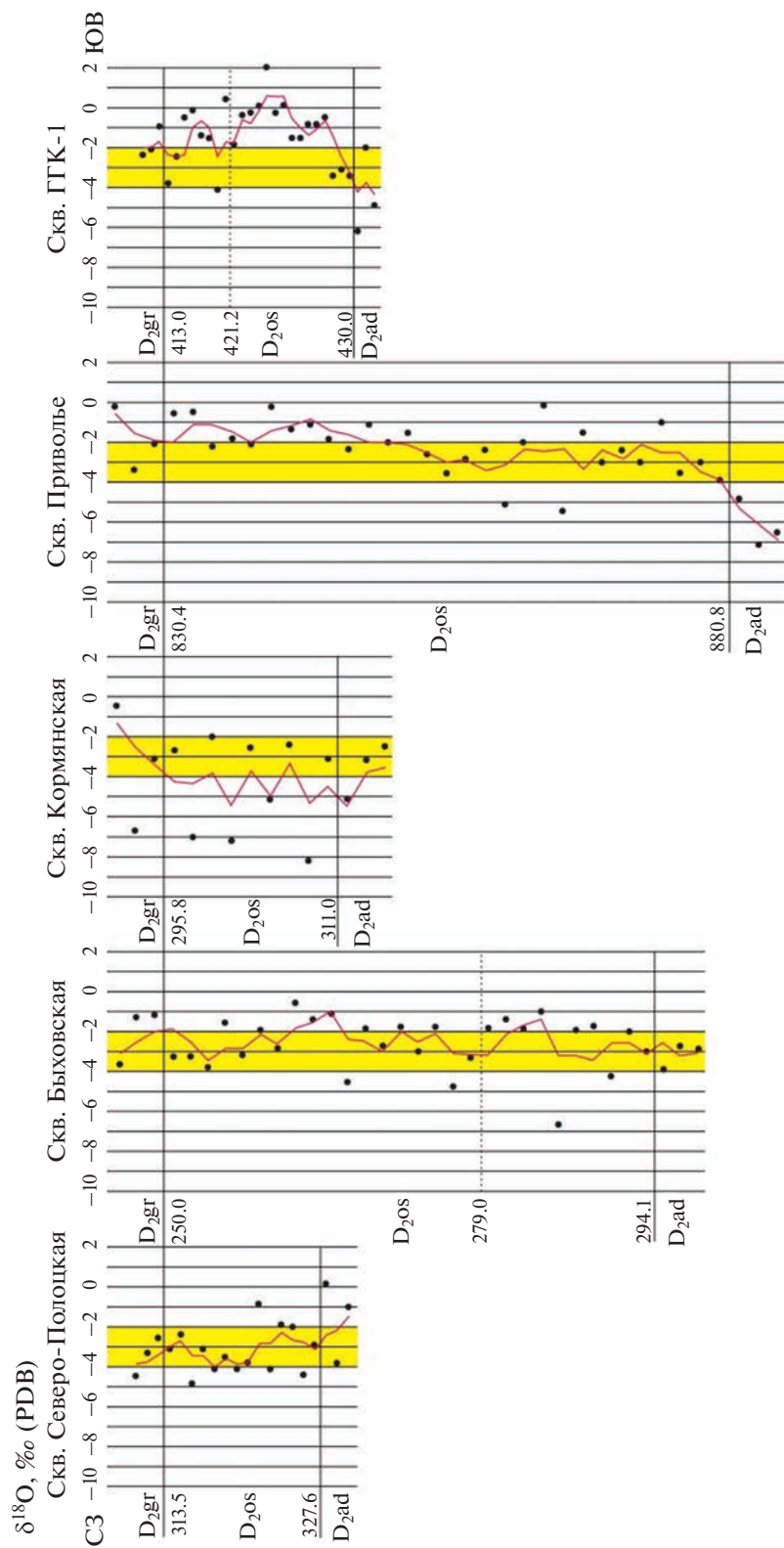


Рис. 3. Вариации изотопного состава карбонатного кислорода в отложениях освейского горизонта (D₂os) нижнего эйфеля на территории Беларуси. Точки — фактические значения $\delta^{18}\text{O}$; кривые — линии вариаций, сглаженных методом скользящего среднего (шаг 3); заливка — интервал значений $\delta^{18}\text{O}$, наиболее характерных для карбонатов эйфельского моря по глобальным оценкам [Veizer et al., 1999; Joachimski et al., 2004; Van Geldern, 2006; Grossman, 2012; Grossman, Joachimski 2020]; D₂gr — городокский горизонт; D₂ad — адровский горизонт; цифры слева от графиков — глубина залегания кровли и подошвы освейского горизонта и граница между пачками (м).



Рис. 4. Проявления эвапоритового процесса в отложениях освейского горизонта (нижний эйфель) Беларуси (кern, б—г — фото А.Г. Лапцевич).

а — карбонатно-сульфатная порода с прожилками гипса, скв. Быховская, гл. 289 м; б — доломитистая глина с прослоем гипса-селенита, скв. Быховская, гл. 282 м; в — терригенно-карбонатно-сульфатная порода с гипсовыми прожилками, скв. Кормянская, гл. 304 м; г — гипс-селенит с линзой доломитистой глины, скв. Кормянская, гл. 301 м.

Характерно значительное количество разнообразных сульфатных проявлений: прослои карбонатно-сульфатных пород (1–30 см), сульфатные желваки, гнезда, линзы (до 2–4 см), субвертикальные и субгоризонтальные прожилки, цемент в песчаниках. Сульфатный материал представлен как ангидритом, так и гипсом (в том числе селенитом) белого цвета.

В скв. ГГК-1 освейский горизонт (413.0–430.0 м) имеет мощность 17.0 м, начинается пластом песчаников с карбонатным цементом и, в основном, сложен серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми доломитовыми мергелями, доломитистыми глинами с прослоями доломитов и песчаников. По данным каротажа горизонт делится на две равновеликие пачки: верхнюю, менее глинистую (доломитово-мергельную), и нижнюю, более глинистую. Последняя, возможно, является не содержащим гипса стратиграфическим аналогом карбонатно-сульфатной пачки, представленной

во многих освейских разрезах на территории Беларуси.

Как видим, освейская толща в выбранных для изотопно-геохимического изучения разрезах характеризуется разной мощностью и глубиной залегания. Неодинакова и структура вещественного наполнения разрезов. Мы имеем “классический”, Быховский, разрез с двумя пачками (карбонатно-сульфатной и доломитово-мергельной), три разреза с карбонатно-сульфатными породами и сульфатными проявлениями по всей мощности горизонта (скв. Северо-Полоцкая, Кормянская и Приволье) и разрез, полностью лишенный сульфатных проявлений (скв. ГГК-1). Примечательно, что разница в мощностях и литологическом составе отложений наблюдается в восточных—юго-восточных разрезах, находящихся относительно недалеко друг от друга. Это наводит на мысль о непростой палеогеографической ситуации в освейское время, что интересно поверить изотопно-геохимическими данными. А наличие в нашем наборе разрезов одного (скв. Приволье) с глубиной залегания отложений, в два, а то и в три раза большей, чем в остальных, дает возможность оценить значимость инфильтрационного катагенеза при интерпретации распределения изотопов углерода и кислорода.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ

Диапазон вариаций изотопного состава углерода и кислорода в породах освейского горизонта широкий (см. рис. 2, 3, табл. 1). По скважинам значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ заключены в следующие интервалы: Северо-Полоцкая — $-4.5...+0.8\text{‰}$ и $-4.8...-0.8\text{‰}$ соответственно; Быховская — $-9.5...+1.0$ и $-6.7...-1.0$; Кормянская — $-11.7...-6.0$ и $-8.2...-2.4$; Приволье — $-7.5...-1.3$ и $-5.4...-0.1$; ГГК-1 — $-11.3...-2.9$ и $-4.1...+2.2\text{‰}$. Существенные отклонения значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ от собственных морским седиментационным карбонатам требуют рассмотреть ряд возможных вариантов трактовки распределения изотопов.

Оценка роли окисления органического вещества в осадках

Один из основных факторов, вызывающих негативное отклонение значений $\delta^{13}\text{C}$ от стандартных морских — это мобилизация изотопно-легкого углерода в образующихся карбонатах при окислении органического вещества (ОВ), рассеянного в осадках [Фор, 1989]. Окислителем может выступать как водорастворенный свободный кислород, так и кислород сульфат-иона при бактериальной сульфат-редукции. Процесс с участием кислорода и в той, и в другой форме может протекать как в зоне седиментации, так и в зоне диагенеза.

Таблица 1. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в отложениях освейского горизонта (нижний эйфель) Беларуси

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{орг} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Скв. Северо-Полоцкая						
313.6	Мергель доломитовый с гипсом в трещине	н/д	68.0	0.19	−0.5	−3.1
313.8	Доломит глинистый	0.4	78.3	0.30	−1.2	−2.4
314.0	Мергель глинистый доломитовый с выделениями гипса	н/д	47.9	0.35	−1.6	−4.8
314.3	Глина доломитистая	»	11.8	0.82	−2.0	−3.1
314.4	Мергель глинистый доломитовый с корками гипса	»	39.3	0.98	−2.4	−4.1
314.8	Глина доломитистая	»	14.0	4.22	−1.4	−3.6
315.1	Мергель доломитовый с прожилками гипса	»	62.7	0.54	−1.7	−4.1
315.7	»	»	73.5	0.26	−2.0	−3.8
316.2	Доломит с выделениями гипса	2.2	93.6	0.20	0.8	−0.8
316.4	Доломит глинистый с гнездами гипса и сульфидами	н/д	75.7	0.47	−1.4	−4.1
317.5	Доломит глинистый	1.5	91.2	0.27	0.4	−1.9
319.4	Доломит известковистый глинистый	8.7	66.9	0.44	−1.8	−2.0
321.0	Глина доломитистая с выделениями гипса	н/д	9.2	0.49	−4.0	−4.4
322.0	Глина доломитистая	»	21.7	0.33	−4.5	−2.9
Скв. Быховская						
250.1	Глина доломитистая	1.1	21.0	0.23	1.0	−3.3
251.4	Глина песчанистая доломитистая	0.7	4.8	0.18	−2.6	−3.3
252.7	Песчаник с карбонатным цементом	1.1	1.9	0.10	−3.5	−3.8
254.2	Мергель глинистый доломитовый	2.3	39.5	0.19	−0.1	−1.6
255.0	Мергель доломитовый песчанистый	1.1	24.3	0.25	−0.9	−3.2
256.7	»	1.6	27.5	0.20	−2.3	−1.9
259.7	»	1.1	24.9	н/д	−0.4	−2.8
260.7	»	3.4	50.1	0.12	−2.4	−0.7
261.5	Мергель глинистый доломитовый	3.2	28.6	0.17	−1.7	−1.3
263.0	»	3.9	43.0	0.14	−1.7	−1.1
263.8	Глина карбонатсодержащая	1.1	3.0	0.21	−2.0	−4.6
264.9	Песчаник с карбонатным цементом	5.6	37.2	0.10	−1.1	−1.8
266.0	Глина доломитистая	1.1	19.0	0.22	−0.5	−2.7
267.3	Мергель доломитовый	4.9	69.3	н/д	−0.4	−1.7
268.2	Мергель глинистый доломитовый	1.1	26.5	0.25	0.6	−3.0
268.8	Мергель доломитовый	4.3	49.9	0.20	0.1	−1.7
269.9	Песчаник с карбонатным цементом	0.4	5.9	0.11	−1.7	−4.7
271.4	Глина карбонатсодержащая	н/д	1.0	0.33	−2.3	−3.3
273.5	Мергель доломитовый	3.4	59.3	0.39	−3.6	−1.8
274.6	Песчаник с карбонатным цементом	н/д	2.0	0.07	−5.0	−1.4
275.9	Мергель глинистый доломитовый	2.3	43.8	0.21	−3.1	−1.8
277.2	»	3.0	28.6	0.21	−3.1	−1.0
277.6	Глина карбонатсодержащая	0.4	1.3	н/д	−9.5	−6.7
279.3	Мергель доломитовый	8.2	42.5	0.37	−5.0	−1.9

Таблица 1. Продолжение

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{орг} , %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (PDB)
280.0	Мергель глинистый доломитовый	8.6	29.2	0.70	−8.6	−1.7
287.3	Глинисто-карбонатно-сульфатная порода	2.3	13.3	0.26	−6.8	−4.2
292.7	Глина доломитистая	2.0	7.0	1.50	−7.4	−2.0
293.8	Известковисто-доломитовая глинистая порода	17.0	59.3	1.26	−2.7	−3.0
Скв. Кормянская						
298.2	Глина алевролитистая доломитистая	0.7	5.5	0.60	−7.1	−2.7
300.3	Глина песчанистая доломитистая	0.9	5.5	0.25	−6.8	−7.0
301.7	Глина доломитистая	1.1	20.8	0.59	−9.0	−2.0
302.1	Глина алевролитистая слабодломитистая	0.4	5.0	0.77	−7.5	−7.2
302.7	Мергель доломитовый с розетками гипса	2.7	22.5	0.93	−9.2	−2.6
303.3	Глина доломитистая с сульфидами	0.7	5.7	2.25	−11.7	−5.1
304.0	Мергель доломитовый	3.0	54.3	0.25	−6.7	−2.4
306.2	Карбонатно-сульфатная порода	2.0	7.5	0.26	−6.0	−8.2
307.2	Терригенно-карбонатная порода с прослоем гипса	3.2	23.2	0.48	−6.3	−3.1
Скв. Приволье						
831.6	Мергель известковисто-доломитовый	6.1	62.5	0.49	−3.5	−0.6
833.2	Доломит	н/д	100.0	0.73	−4.2	−0.5
834.0	Известковисто-доломитовая порода глинистая	9.7	67.6	1.22	−3.6	−2.2
834.5	Мергель доломитовый	н/д	57.4	1.46	−4.6	−1.8
835.2	Глина доломитистая	»	13.6	1.37	−4.7	−2.1
835.8	Доломит глинистый с гнездами ангидрита	»	84.9	0.79	−4.8	−0.2
837.0	Известково-доломитовая порода глинистая	21.3	67.1	0.28	−4.2	−1.3
839.0	Мергель глинистый доломитовый	0.4	47.2	0.48	−4.0	−1.1
843.0	Доломит известковистый слабоглинистый	8.5	85.4	0.56	−6.3	−1.8
844.7	Мергель доломитовый	н/д	72.3	1.78	−7.4	−2.3
845.5	Известковисто-доломитовая песчанистая порода	11.5	69.0	0.41	−7.0	−2.0
847.5	Мергель доломитовый с песчаным и алевролитовым материалом	н/д	29.2	0.51	−6.3	−1.6
849.0	Мергель доломитовый	0.4	40.0	0.43	−5.4	−2.7
851.5	Доломит глинистый	3.9	80.3	0.31	−5.3	−3.6
852.0	Мергель известковисто-доломитовый	13.5	55.5	2.14	−6.4	−2.8
852.8	»	7.0	58.6	1.31	−6.5	−2.3
855.6	Песчаник доломитистый	н/д	9.7	0.13	−3.3	−5.1
856.6	Доломит известковистый глинистый	8.7	68.1	0.29	−3.0	−2.0
859.7	Мергель доломитовый на контакте с пластовым ангидритом	н/д	61.3	0.23	−1.6	−0.1
861.0	Песчаник известковистый	»	7.9	0.10	−2.7	−5.4
862.4	Мергель глинистый доломитовый	»	40.2	0.18	−2.2	−1.5
862.8	Глина доломитистая	»	14.5	0.41	−1.3	−3.0
866.0	»	»	22.6	0.19	−2.0	−2.4

Таблица 1. Окончание

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{орг} , %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (PDB)
867.1	Песчаник доломитовый	»	35.5	0.13	–2.7	–3.0
869.0	Доломит слабоизвестковистый глинистый	6.1	82.1	0.15	–3.7	–1.0
870.4	Мергель глинистый доломитовый	н/д	28.9	0.19	–2.1	–3.6
872.0	»	»	25.3	0.23	–5.1	–3.0
877.0	»	»	29.2	0.32	–7.5	–3.9
880.5	Глина доломитистая	»	15.8	2.48	–7.4	–4.8
Скв. ГГК-1						
413.0	Песчаник с доломитом в цементе	н/д	18.1	0.09	–2.9	–3.8
413.2	Глина с малой примесью доломита	»	3.8	0.15	–3.3	–2.4
413.7	Мергель глинистый доломитовый	»	42.5	0.15	–3.8	–0.6
414.1	Мергель известково-доломитовый	17.5	49.8	0.31	–3.6	–0.1
414.6	Глина доломитистая	0.1	21.5	0.16	–2.9	–1.4
416.0	Доломит известковистый глинистый	7.5	79.9	0.12	–3.4	–1.6
416.8	Мергель глинистый доломитовый	0.7	41.6	0.18	–5.1	–4.1
418.8	Доломит известковистый глинистый	12.1	77.1	0.20	–6.3	0.4
421.2	Мергель известково-доломитовый	26.4	29.4	1.22	–10.6	–1.8
421.5	Мергель глинистый доломитовый	н/д	32.8	0.27	–10.8	–0.3
422.5	Мергель доломитовый	3.1	68.9	0.18	–10.5	–0.2
424.0	Глина доломитистая	н/д	16.2	0.22	–11.3	0.1
424.5	Мергель доломитовый	»	24.5	0.21	–11.0	2.2
425.0	»	2.0	52.4	0.26	–10.1	–0.2
425.6	Мергель глинистый доломитовый	1.8	44.6	0.23	–10.8	0.1
426.5	Мергель глинистый известковисто-доломитовый	11.3	25.7	0.33	–10.3	–1.6
427.0	Мергель глинистый доломитовый	2.7	23.3	1.33	–10.0	–1.6
427.4	Доломит известковистый глинистый	12.9	65.4	0.25	–10.5	–0.8
427.9	Мергель известковисто-доломитовый	10.2	43.3	1.00	–11.0	–0.8
428.9	Мергель известково-доломитовый	20.6	34.6	0.57	–9.3	–0.5
429.0	Глина доломитистая	н/д	22.6	0.18	–5.2	–3.3
429.2	Песчаник с известково-доломитовым цементом	8.8	24.4	0.20	–7.6	–3.1
429.8	Песчаник с доломитовым цементом	0.3	12.4	0.15	–6.9	–3.3

Примечание. C_{орг} – концентрация органического углерода, н/д – нет данных.

Средние содержания C_{орг} в освейских разрезах изучавшихся скважин находятся в диапазоне 0.32–0.71% (табл. 2). Приняв во внимание, что состав отложений, в основном, карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный и то, что субкларки C_{орг} по разным оценкам [Вассоевич, 1973; Ронов, 1993] составляют для глинистых пород 0.8–1.14%, а для карбонатных – 0.2–0.45%, концентрацию ОВ в освейских отложениях наших скважин остается признать невысокой. А если учесть, что в “формировании” приведенных в

табл. 2 общих поскважинных средних величин C_{орг} доминирующее место занимают субдоманикоиды [Шванов и др., 1998] со средними содержаниями 0.20–0.33%, то сделанный вывод о невысокой концентрации ОВ может быть усилен. Низкий уровень содержания C_{орг} в породах, с одной стороны, можно считать аргументом для предположения об отсутствии сколько-нибудь существенной роли окисления ОВ осадков в распределении изотопов карбонатного углерода. Но, с другой стороны, именно невысокое содержание ОВ мо-

Таблица 2. Статистическая характеристика распределения содержания $C_{орг}$ (%) в породах освейского горизонта (нижний эйфель) Беларуси

Скважина (<i>n</i>)	$\bar{x}$	Субдоманикоиды (0.1–0.5% $C_{орг}$)				Доманикоиды (0.5–5.0% $C_{орг}$)			
		<i>n</i>	x_{min}	x_{max}	$\bar{x}$	<i>n</i>	x_{min}	x_{max}	$\bar{x}$
Северо-Полоцкая (14)	0.70	10/71	0.19	0.49	0.33	4/29	0.54	4.22	1.64
Быховская (25)	0.32	22/88	0.07	0.39	0.20	3/12	0.70	1.50	1.20
Кормянская (9)	0.71	4/44	0.25	0.48	0.31	5/56	0.59	2.25	1.03
Приволье (29)	0.67	18/62	0.10	0.49	0.28	11/38	0.51	2.48	1.30
ГГК-1 (23)	0.38	19/83	0.09	0.33	0.24	4/17	0.57	1.33	1.03

Примечание. *n* – число определений (знаменатель – в процентах), $\bar{x}$ – среднее арифметическое, x_{min} и x_{max} – минимальное и максимальное значения.

жет быть следствием его окисления в осадке и указывать на имевшее место превращение органического углерода в карбонатный. Например, в изученном нами недавно верхнефаменском сланценосном разрезе Припятского прогиба наиболее бедные органическим веществом известняки и глинистые известняки ($C_{орг}$ $0.92 \pm 0.11\%$) оказались значительно более изотопно-легкими $\delta^{13}C$ ($-9.6 \pm 0.3\%$), чем мергели, глинистые мергели и карбонатсодержащие глины с $C_{орг}$ $6.02 \pm 0.80\%$ ($\delta^{13}C = -3.5 \pm 0.6\%$) [Махнач и др., 2020].

Обратимся к рассмотрению структуры корреляционных отношений $\delta^{13}C$ – $C_{орг}$ в освейских разрезах (рис. 5).

В Северо-Полоцком разрезе нет даже намек на какую-либо корреляцию этих параметров. Самый богатый органическим веществом образец доломитистой глины (4.22% $C_{орг}$), стоящий особняком на диаграмме, характеризуется нормаль-

ной морской цифрой $\delta^{13}C$ (-1.4%). Точно такое же значение $\delta^{13}C$ отмечено в глинистом доломите с сульфидами (см. табл. 1).

Отсутствует корреляция между обсуждаемыми параметрами и в разрезе скв. Быховская. Примечательны следующие “незакономерные” сочетания в образцах пород значений $\delta^{13}C$ и концентраций $C_{орг}$: -2.7 и 1.26% , -6.8 и 0.26% , -7.4 и 1.50% , -8.6 и 0.70% соответственно (см. табл. 1).

В Кормянском разрезе имеется тенденция к обратной корреляции $\delta^{13}C$ и $C_{орг}$, а образец с самой низкой цифрой $\delta^{13}C$ (-11.7%) характеризуется точкой, стоящей особняком на диаграмме, и представлен содержащей сульфиды доломитистой глиной с $C_{орг}$ 2.25% . Вместе с тем, диапазон вариаций параметров по всем остальным образцам небольшой: для $\delta^{13}C$ $-9.0\ldots-6.0\%$, для $C_{орг}$ $0.25\text{--}0.93\%$ (см. табл. 1).

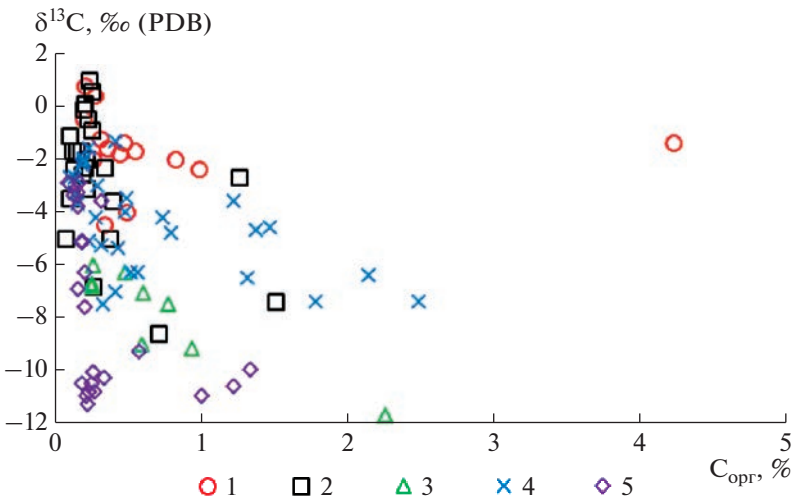


Рис. 5. Корреляционные отношения изотопного состава углерода и содержания органического углерода ($C_{орг}$) в отложениях освейского горизонта (нижний эйфель) Беларуси. 1–5 – скважины: 1 – Северо-Полоцкая, 2 – Быховская, 3 – Кормянская, 4 – Приволье, 5 – ГГК-1.

В разрезе Приволье породы с наивысшими содержаниями $C_{орг}$ (1.78, 2.14 и 2.48%) имеют низкие значения $\delta^{13}C$ (–7.4, –6.4 и –7.4‰ соответственно). Но таким же изотопным составом углерода характеризуются и образцы, существенно более бедные органическим веществом (табл. 1). Преобладающая же часть образцов пород разреза скв. Приволье заключена в диапазоне содержания $C_{орг}$ 0.10–0.79%; значения $\delta^{13}C$ здесь самые разные: –7.5...–1.3‰; корреляции между параметрами нет.

На диаграмме $\delta^{13}C$ – $C_{орг}$ (см. рис. 5) можно усмотреть, что в скв. ГГК-1 породы нижней пачки освейского горизонта, имеющие более легкий изотопный состав углерода, чем верхней, в целом характеризуются большим содержанием ОВ. Однако, когда мы дополнили данные, по которым строилась диаграмма, результатами определений $C_{орг}$ в образцах пород, обогащенных органическим веществом и не включенных в круг изотопной аналитики из-за их низкой карбонатности, то средние содержания $C_{орг}$ в нижней (27 определений) и верхней (18) пачках оказались близкими между собой (0.57 ± 0.09 и $0.48 \pm 0.13\%$ соответственно).

Суммируя приведенные факты о соотношении величин $\delta^{13}C$ и содержаний $C_{орг}$ в освейских отложениях, нельзя исключить, что окисление ОВ в результате как сульфат-редукции, так и с участием свободного кислорода, в разные отрезки времени и на отдельных участках бассейна осадконакопления с повышенными концентрациями $C_{орг}$ могло оказывать влияние на изотопный состав карбонатного углерода. Однако действием этого фактора вряд ли можно объяснить ярко выраженные отрицательные экскурсы $\delta^{13}C$ в разрезах изучаемых скважин (см. рис. 2).

Оценка роли инфильтрационных метеогенных вод

Важный постдиагенетический фактор снижения значений $\delta^{13}C$ – катагенетическая (и/или гипергенная) переработка пород инфильтрационными водами атмосферного происхождения, несущими изотопно-легкий почвенный углерод. Рассмотрение значимости этого фактора формирования изотопно-геохимической картины в наших разрезах актуально и по следующей причине. Принято считать, что из-за обедненности атмосферных вод изотопом ^{18}O воздействие инфильтрационных вод способствует также облегчению изотопного состава карбонатного кислорода, а 16.5% изученных нами образцов пород характеризуются значениями $\delta^{18}O$ (<–4‰) ниже тех, что свойственны эйфельским морским седиментационным карбонатам (~–3‰) (см. рис. 3, 6). Здесь нужно сделать оговорку, которая существенна не

только в контексте обсуждения влияния постседиментационной инфильтрации на изотопный состав карбонатного кислорода, но и для трактовки изотопных вариаций седиментационной природы. В приэкваториальной области, где находилась в девоне территория Беларуси [Жарков, 1978; Зоненшайн и др., 1990], изотопный состав кислорода атмосферных осадков в связи с широтным эффектом может мало отличаться от такового – морской воды. Например, $\delta^{18}O$ (SMOW) дождевой воды в Александрии составляет –4, в Багдаде – +0.5, в Хартуме – –0.3‰ [Rozanski et al., 1993; Fricke, O'Neil, 1999]. Вместе с тем, надо учитывать, что изотопный состав кислорода атмосферных осадков зависит не только от географической широты, но также от высоты их выпадения, температуры воздуха, сезона, близости к океану и других факторов, способных вызвать искажения широтного эффекта [Никаноров, Федоров, 1978; Фор, 1989; Rozanski et al., 1993; Fricke, O'Neil, 1999], который при реконструкции обстановок геологического прошлого, вряд ли стоит принимать за абсолют.

Подсказку при определении места инфильтрационного катагенеза среди процессов, влияющих на изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах, может дать оценка минерализации и состава подземных вод в изучаемых разрезах. В скважинах, материал по которым рассматривается в нашей статье, гидрогеологического опробования не проводилось. Воспользуемся информацией по недалеко расположенным скважинам.

Так, о гидрогеохимической ситуации в Северо-Полоцком разрезе будем судить по скважинам в Верхнедвинском районе и Новополоцке (см. рис. 1). Здесь в эйфельских и подстилающих эмских отложениях, залегающих на глубинах, близких к таковым в Северо-Полоцкой скважине, минерализация подземных вод составляет 13–18 г/л [Кудельский, 2019]. Опираясь на эти цифры, можно полагать, что в разновозрастных отложениях Северо-Полоцкого разреза морские воды, захороненные при осадконакоплении, были разбавлены инфильтрационной пресной водой в 2–3 раза. А с учетом наличия в отложениях гипса, образующегося из рассолов с минерализацией не менее 140 г/л, не исключено, что разбавление было гораздо более существенным.

Похожая ситуация на Жлобинской седловине, где в скв. Бердыж ЖТ-1 недалеко от скв. Кормянская (см. рис. 1) из эйфельско-эмских отложений (интервал 398–427 м) получен приток хлоридной натриевой воды с минерализацией около 13 г/л [Кудельский, 2017].

Эйфельские отложения в разрезах скважин Быховская и ГГК-1 залегают на глубинах, близких к таковым в рассмотренных выше разрезах

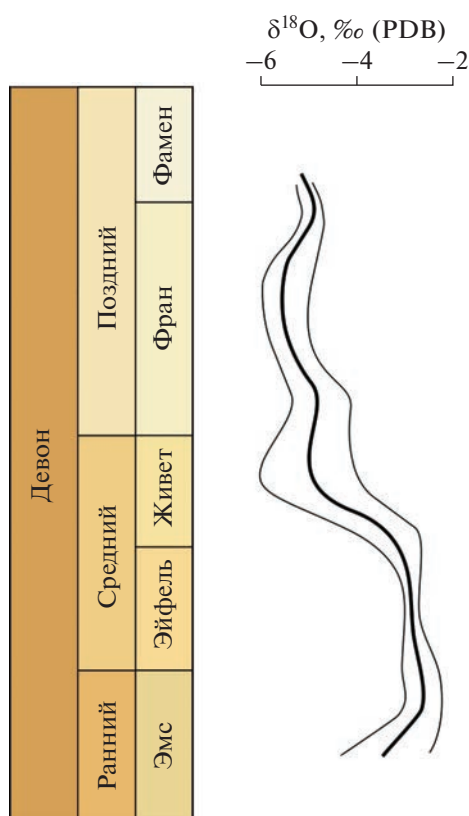


Рис. 6. Девонский фрагмент генерализованной кислородно-изотопной кривой, построенной по результатам изучения кальцита раковин брахиопод из США, Испании, Марокко, России и Китая [Veizer et al., 1999; Joachimski et al., 2004; Van Geldern, 2006; Grossman, 2012; Grossman, Joachimski, 2020].

Жирная линия — вариации скользящего среднего с окном в 4 млн лет; тонкие линии — диапазон вариаций с учетом среднеквадратичного отклонения.

(см. рис. 2, 3). Это позволяет предполагать и здесь воздействие инфильтрации.

Кроме того, важно отметить, что в разрезах всех этих четырех скважин среднедевонские образования перекрыты более молодыми с огромным стратиграфическим несогласием. В Северо-Полоцкой скважине толща перекрытия четвертичная, в Быховской и Кормянской — среднеюрская, в скв. ГК-1 — нижнетриасовая. Таким образом, освейские отложения были доступны воздействию атмосферных вод в течение колоссального отрезка времени.

Сложнее оценить гидрогеохимическую ситуацию в скв. Приволье, где освейские отложения залегают существенно глубже, чем в других скважинах (см. рис. 2, 3). Среднедевонские образования здесь перекрыты почти 400-метровой франкской толщей, верхние 150 м которой сложены долеритами, трахидолеритами, трахитами, фonoлитами, лавобрекчиями и туфами. После формирования магматической толщи наступил перерыв

в осадконакоплении, который длился 120 млн лет (отсутствуют образования фамена, карбона и перми). Трудно судить, как глубоко по разрезу атмосферные инфильтрационные воды могли в это время проникать в девонскую толщу, поскольку неясно, насколько здесь водопроницаемы магматические образования. По сведениям В.И. Толстошеева и др. [2019], сложенные франскими эффузивами интервалы были опробованы на воду в двух скважинах, пробуренных недалеко от скв. Приволье. В параметрической скв. Прибор 1 (см. рис. 1) эффузивы, залегающие на глубинах 353–961 м, оказались безводными, а в скв. Васильевка 1 из трещиноватых кератофиров в интервале 609–660 м был получен приток хлоридных натриевых рассолов (2 л/сек при понижении 30 м) с минерализацией 40.3 г/л и содержанием брома 51.6 мг/л. Концентрации основных компонентов (%-экв.) следующие: Cl — 96; SO₄ — 4; Na — 85; Ca — 8; Mg — 6. По оценке В.М. Шимановича, это слабые седиментационные *разбавленные* рассолы. Таким образом, оказывается, что эффузивные породы на территории исследований могут быть не только водоупорами, но и коллекторами подземных вод, а гидрогеологический разрез, даже в его довольно глубокой части (такой, как в скв. Приволье), не может быть назван “стерильным” по отношению к инфильтрационным водам. На последнее указывает и то, что франские карбонатные породы, залегающие в разрезе Приволье под магматической толщей нередко пористые и кавернозные. Возможно, они подвергались выщелачиванию инфильтрационными водами при паузах в седиментации во франское время еще до начала магматизма.

Таким образом, поступление инфильтрационных вод в освейскую толщу имело место. Но это еще не свидетельствует о том, что они были действенным фактором влияния на изотопный состав углерода и кислорода карбонатов. Вот два примера из нашей практики [Махнач и др., 2022a], показывающие сложность ответа на этот вопрос.

Катагенетический кальцит из каверн и трещин в неглубокозалегающих ниже- и среднедевонских карбонатных породах Северной и Средней Беларуси, сформированный на стадии катагенеза в среде (или со значительным участием) инфильтрационных атмосферных подземных вод, характеризуется низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. А вмещающие породы гораздо более консервативны по отношению к инфильтрационному воздействию (рис. 7).

Второй иллюстрацией изотопной инертности пород в ходе инфильтрационного катагенеза служат закарстованные и перекристаллизованные франские доломиты Оршанской впадины в районе Витебска, залегающие на глубинах 20–85 м и перекрытые отложениями квартала. Среднее зна-

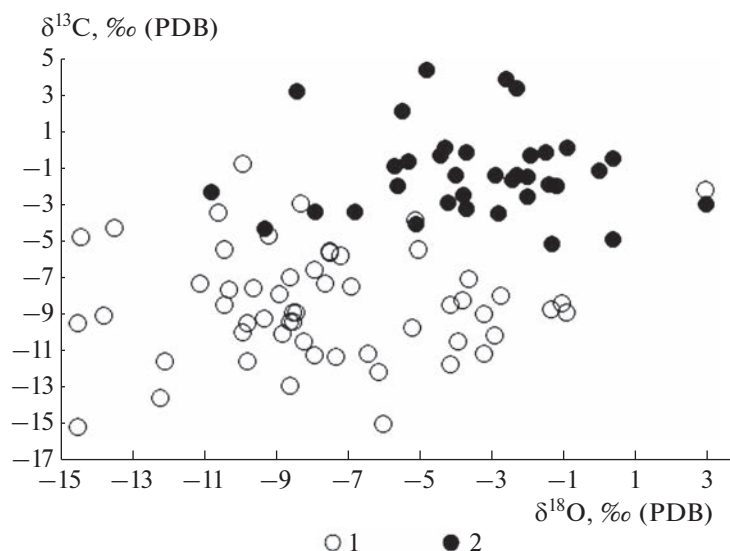


Рис. 7. Сопоставление изотопного состава углерода и кислорода в кальците из каверн и трещин (1) и вмещающих карбонатных породах (2) ниже-среднедевонской толщи Северной и Средней Беларуси.

чение $\delta^{13}\text{C}$ этих доломитов ($-0.7 \pm 0.2\text{‰}$, 35 определений) соответствует морскому стандарту, а $\delta^{18}\text{O}$ ($-5.8 \pm 0.2\text{‰}$) — величинам, присущим кальциту брахиоподовых раковин из франских отложений ряда районов мира ($-6...-5\text{‰}$) (см. рис. 6).

Проанализируем соотношение изотопов углерода и кислорода, их распределение по типам пород и общую конфигурацию изотопных кривых. Выше мы уже отмечали, что признаком влияния инфильтрационных вод на породы традиционно считают параллельную изотопную облегченность последних по углероду и кислороду, которая выражается прямой корреляцией $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (например, [Зайцев, Покровский, 2014]). Этот критерий вряд ли валиден для рассматриваемого случая из-за широтной обусловленности изотопного состава кислорода атмосферных осадков и из-за того, что неясно, каким он был во время длительных перерывов в осадконакоплении, когда инфильтрационные воды могли оставить изотопный след в породах. Тем не менее, отметим, что на соответствующих диаграммах, построенных с дифференциацией образцов по скважинам (рис. 8) и литологическому признаку (рис. 9), не видно корреляции между двумя изотопными параметрами.

Аргументом второстепенной роли инфильтрационного катагенеза в формировании изотопного облика освейских пород служит в основном плавный монотонный ход фигуративных точек изотопного состава кислорода и углерода, трассирующий вариации на хемостратиграфических кривых (см. рис. 2, 3). Такие постепенные изменения изотопно-геохимической ситуации, на наш взгляд, гораздо логичнее объяснить палеогеографическими вариациями, нежели постдиагенети-

ческими процессами, минеральные продукты которых в связи с неоднородностью фильтрационных свойств отложений обычно распределены в разрезе “хаотически”.

Предлагаемая (седиментационная) модель распределения изотопов

Изотопы углерода. Отправным моментом седиментационной трактовки наблюдаемой изотопной картины является предположение о связи отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ с увеличением геохимической значимости континентальных вод в ходе эвапоритового процесса, продукты которого в виде карбонатно-сульфатных пород и сульфатных проявлений меньшего масштаба (прожилки, включения, цемент в карбонатно-глинистых, глинисто-карбонатных породах и песчаниках) имеются в разрезах четырех из пяти изучаемых скважин (см. рис. 2).

В качестве эталонного разреза возьмем Быховский, так как в нем отчетливо выделяются две литологические пачки освейского горизонта — карбонатно-сульфатная (нижняя) и доломитово-мергельная (верхняя). В этом разрезе карбонатно-сульфатная пачка трассируется отрицательным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ с амплитудой $\sim 7\text{‰}$. Экскурс начинается на рубеже освейского и адровского горизонтов и заканчивается в нижней части доломитово-мергельной пачки. Выше следует интервал разреза без сульфатных проявлений с низкой вариабельностью значений $\delta^{13}\text{C}$, близких к морскому стандарту. Отложения данного интервала, очевидно, накапливались в нормальных морских условиях с достаточно хорошим углекислотным

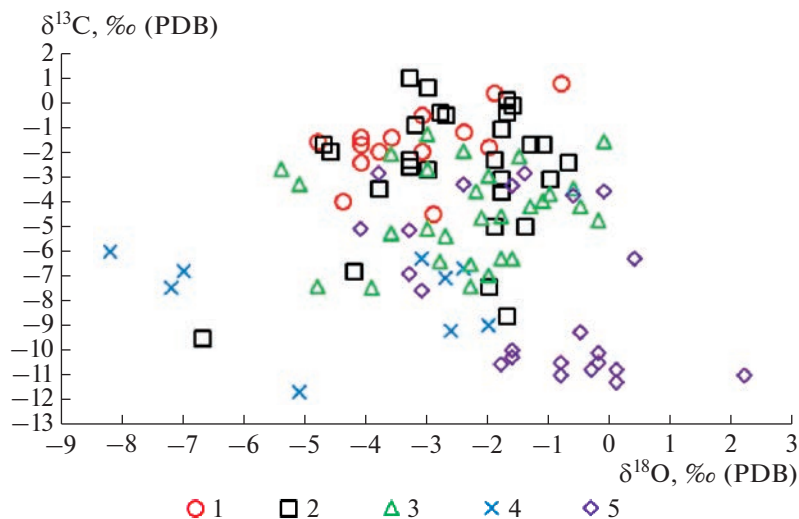


Рис. 8. Корреляционные отношения изотопного состава углерода и кислорода в нижнеэфельских (освейских) разрезах пяти скважин на территории Беларуси.

1–5 – скважины: 1 – Северо-Полоцкая, 2 – Быховская, 3 – Кормянская, 4 – Приволье, 5 – ГГК-1.

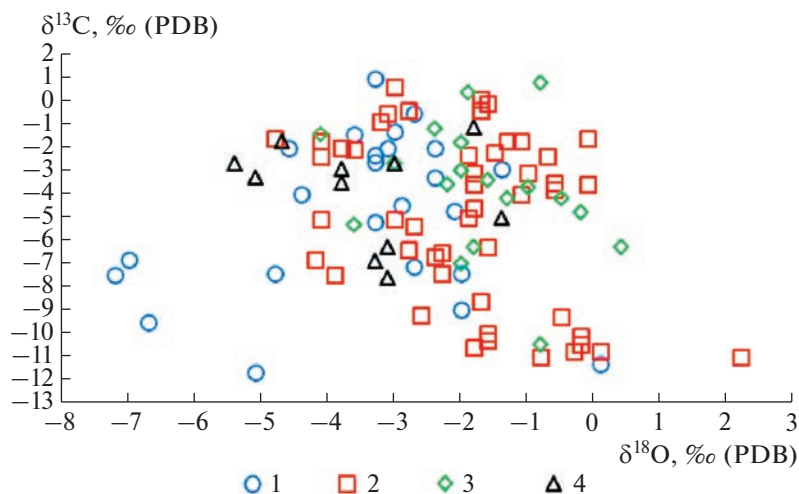


Рис. 9. Изотопный состав карбонатных углерода и кислорода в породах разного состава из освейского горизонта (нижний эйфель) на территории Беларуси.

1 – глина, 2 – мергель, 3 – доломит, 4 – песчаник.

обменом между водной массой бассейна осадко-накопления и атмосферой и умеренной биопро-дуктивностью.

Очевидно, что отрицательный углеродно-изо-топный экскурс соответствует эпизоду эвапори-тизации бассейна. На этом отрезке времени мор-ской бассейн в силу тектонических причин стал более мелководным, отдельные его части обна-жились и подвергались эрозии, на вероятность чего указывает, в частности, наличие на террито-рии Беларуси участков, где карбонатно-сульфат-ная пачка освейского горизонта замещена глини-сто-карбонатной брекчией [Геология Беларуси,

2001]. Не исключено, что бассейн распадался на отдельные ванны с морской водой, интенсивно испаряющейся в приэкваториальных условиях. Такое изменение геоморфологической ситуации приводило к увеличению вклада вод суши, обо-гащенных изотопно-легкой почвенной углекис-лотой, в водно-солевой баланс седиментацион-ной системы за счет активизации континенталь-ного притока и/или обмеления бассейна. Эти воды могли поступать как с длительно обнажен-ных участков суши, где эйфельские отложения отсутствуют (см. рис. 1) так и с периодически су-ществовавших островов.

Остальные четыре изученных освейских разреза отличаются от Быховского по строению и литологии. Тем не менее, вариации $\delta^{13}\text{C}$ в этих разрезах (см. рис. 2) подтверждают высказанную версию о связи отрицательных экскурсов с активизацией роли континентального стока в ходе эвапоритовых эпизодов.

Так, освейский горизонт в скв. Кормянская представлен только карбонатно-сульфатной пачкой, и на ее середину приходится пик отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$, начинающегося на адровско-освейском рубеже и охватывающего весь разрез.

Разрезы Приволье и Северо-Полоцкий, в которых литологические пачки четко не выражены, слагаются чередованием карбонатно-сульфатных пластов и карбонатно-глинистых и карбонатных пород с отдельными проявлениями сульфатов. В скв. Приволье разрез начинается низкими цифрами $\delta^{13}\text{C}$ ($-8\ldots-6\text{‰}$), которые сменяются значениями $-2\ldots-1\text{‰}$, после чего следует широкий отрицательный экскурс с амплитудой в 5‰ , заканчивающийся на границе с городокским горизонтом. В Северо-Полоцком разрезе значения $\delta^{13}\text{C}$ практически нормально-морские. Однако и здесь нельзя не заметить негативного экскурса малой амплитуды, который, с учетом удовлетворительного разрешения кривой (образцы через 1 м), вполне “легитимен”. Своеобразие этого разреза может быть связано с тем, что он значительно удален от всех остальных, и палеогеографическая ситуация здесь, на севере Беларуси, могла быть иной, нежели в юго-восточном районе. Влияние континентального стока, сопровождавшего эвапоритовый процесс, вероятно, было здесь незначительным. В этой связи заметим, что ближайшая обширная суша (сегодня территория отсутствия среднедевонских отложений) находилась примерно в 150 км на юго-запад от месторасположения Северо-Полоцкой скважины (см. рис. 1).

Разрез скв. ГГК-1 отличается от остальных полным отсутствием сульфатных проявлений. Однако и здесь мы видим отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, который тянется через всю выделенную по геофизическим данным нижнюю пачку, сложенную в основном слабопроницаемыми доломитовыми мергелями и доломитистыми глинами (см. рис. 2). Этот экскурс характеризуется очень низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (минимум -11.3 , в среднем -9.7‰). Влияние континентального стока на процессы седиментации здесь, вероятно, было весьма существенным, что связано с непосредственной близостью этого участка к зоне отсутствия девонских отложений (см. рис. 1). Представляется, что отмеченная отрицательным углеродно-изотопным сдвигом пачка является стратиграфическим бессульфатным аналогом карбонатно-сульфатной пачки освейского горизонта. Отсутствие здесь сульфатной минерализации, наверно, как

раз и связано с сильным опресняющим влиянием вод суши, в результате чего при эвапоритовом сгущении морской воды, сопровождавшем накопление отложений, не было достигнуто состояние насыщенности раствора по сульфату кальция. Если это так, то данные по скв. ГГК-1 демонстрируют значение изотопного подхода для корреляции разрезов, когда литологический подход не “работает”.

В завершение трактовки распределения изотопов углерода в освейских разрезах назовем еще возможный (правда, как сказано выше, второстепенный) фактор снижения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном веществе эвапоритовых интервалов. Это вызванная обмелением бассейна интенсификация окисления органического углерода, в том числе накопленного ранее, и, как следствие, обогащение водного резервуара изотопом ^{12}C [Jarvis et al., 2006].

Изотопы кислорода. Характерной особенностью вариаций изотопного состава кислорода во всех изучаемых разрезах является то, что он не “реагирует” на отрицательные углеродно-изотопные экскурсы, которые мы связываем с усилением роли континентального стока, аналогичными сдвигами (см. рис. 3). Причиной этого является уже упомянутое возможное отсутствие существенной разницы между значениями $\delta^{18}\text{O}$ метеорных осадков, дающих начало водам суши, и морской воды в низких широтах. Примечательно, что в почти 40% проанализированных проб освейских пород величины $\delta^{18}\text{O}$ заключены в пределы $-4\ldots-2\text{‰}$, т.е. находятся на уровне эйфельского “плато” ($\sim-3\text{‰}$) на хемотратиграфической кривой, обобщающей результаты изотопного анализа кальция брахиоподовых раковин из разных районов мира (см. рис. 6).

Не менее интересно, что 44% всех изученных образцов характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O} > -2\text{‰}$, т.е. несколько более высокими, чем цифры, присущие карбонатам эйфельского моря. Полагаем, что это следствие испарительного концентрирования воды.

Выше анализируя значимость инфильтрационного катагенеза в формировании изотопной картины в наших разрезах, мы пришли к выводу о второстепенной роли этой группы процессов. Здесь же обратим внимание на то, что низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ могут быть связаны с особенностями седиментации. Так, в Быховском разрезе самый легкий изотопный состав кислорода (-9.5‰), отмеченный над кровлей карбонатно-сульфатной пачки, соответствует пику эвапоритового эпизода (см. рис. 3). Такая же картина ($-8.2\ldots-7.0\text{‰}$) наблюдается и в разрезе скв. Кормянская. Образцы с таким составом кислорода в основном представлены низкопроницаемыми глинистыми породами (см. табл. 1), слабо подверженными воздействию инфильтрационных подземных вод.

Таблица 3. Изотопный состав серы гипса в освейском горизонте (нижний эйфель) Беларуси

Скважина	Глубина, м	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT)
Быховская	254.1	19.8
»	258.0	19.7
»	259.3	20.5
»	270.7	21.2
»	272.3	20.3
»	283.5	17.7
»	291.0	18.1
»	292.0	18.3
»	293.6	20.7
Балаи 15*	178.0	16.6
»	182.0	15.5
Оцковичи 5*	226.0	17.3
Сахновичи 1*	290.0	16.5
Кляпиничи 38*	297.0	17.9
Боровино 3*	140.0	17.3
Озераны 3к*	216.0	17.0

Примечание. Звездочками отмечены скважины (см. рис. 1), изотопные определения по которым получены ранее [Махнач и др., 1987].

Одним из геологических аргументов нашей трактовки отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ как маркера эвапоритизации является предположение об обмелении бассейна. В некоторых случаях оно, вероятно, было столь существенным, что сопровождалось значительным прогревом воды, приводившим к образованию карбонатного осадка с сильно облегченным изотопным составом кислого рода.

Изотопы серы и стронция. Апробируем нашу версию об увеличении значимости континентального стока в ходе эвапоритового эпизода результатами изучения изотопного состава серы и стронция в гипсе из эйфельских разрезов Беларуси. Значения $\delta^{34}\text{S}$ гипса в освейском горизонте, определенные в разрезе Быховской скважины и

полученные ранее по ряду скважин территории Беларуси (см. рис. 1), изменяются в довольно широких пределах: от 15.5 до 21.2‰ (табл. 3). При этом, больше половины проанализированных проб имеют более легкий изотопный состав серы по сравнению с морским сульфатом среднего девона по глобальным оценкам (19–20‰) [Claypool et al., 1980; Kampschulte, Strauss, 2004; Paytan et al., 2020], что, вероятно, обусловлено участием континентальных вод с изотопно-легкой серой [Фор, 1989] в солевом балансе эйфельского бассейна на территории Беларуси.

Опыт использования гипса в геохимии изотопов стронция нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы [Виноградов и др., 2006, 2011; Покровский и др., 2018, 2022] свидетельствует о хорошей устойчивости этого минерала к постседиментационной модификации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Она, определенно, не хуже, чем в карбонатах с близкими содержаниями стронция (200–300 мкг/г), в которых отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ крайне редко превышают первичные более, чем на 0.00015 [Edwards et al., 2015]. Тем не менее, измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в освейском гипсе (0.708402–0.708742) (табл. 4) очень сильно отличаются от аналогичных величин, которыми, на основании многочисленных определений оценивается изотопный состав океанической воды эйфельского века (0.70772) [Denison et al., 1997; McArthur et al., 2020]. Весьма вероятно, что этот сдвиг также отражает значительную роль континентального стока в водном балансе освейского бассейна галогенеза. На суше, служившей источником сноса в это время, были обнажены в основном обогащенные радиогенным стронцием породы: кристаллический фундамент, терригенные и вулканогенные образования верхнего протерозоя, терригенные отложения кембрия [Геология Беларуси, 2001].

Континентальный сток vs испарение. Наш, следующий из сопоставления изотопных и литологических данных, палеогеографический вывод о том, что эвапоритовые эпизоды, сопровождавшиеся сульфатообразованием, имели место в

Таблица 4. Изотопный состав стронция в гипсе из освейского горизонта (нижний эйфель) Беларуси [Махнач и др., 2000]

Скважина	Глубина, м	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr, мкг/г
Заборье 8	286	0.708727 0.708742*	250
Замошье 26	396	0.708402	200
Ухвище 2	275	0.708624 0.708636*	120

Примечание. В столбце $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ цифры без звездочек получены при экстракции стронция азотной кислотой с концентрацией 1 : 10, цифры со звездочками — при использовании кислоты с концентрацией 1 : 1; местоположение скважин см. на рис. 1.

условиях увеличения роли пресных континентальных вод, может показаться парадоксальным. Получается, что в противоположных направлениях работали два фактора формирования состава морского раствора: приток пресной воды снижал его минерализацию, а солнечное испарение вызывало рост солёности. Могло ли такое противодействие завершаться достижением насыщенности морского деривата по сульфату кальция, разрешающей садку твердой фазы? Ответ на этот вопрос положительный. Известно, что в Припятском прогибе накопление фаменских калийных солей, требующее гораздо большей минерализации рассолов, чем садка сульфатов, имело место как раз при сильном влиянии континентальных водных потоков, когда “морской солеродный бассейн превратился по существу в континентально-морской” [Высоцкий и др., 1988, с. 84]. Еще один пример, иллюстрирующий возможность нашей палеогеографической трактовки изотопного материала, дает континентальный галогенез в озерах, питающихся речными (и подземными) водами. Показательна, хотя и сильно утрированная, аналогия нашего “морского случая” с Аральским морем, основными источниками водного питания которого являются реки Амударья и Сырдарья. В публикациях, посвященных литологии донных отложений Арала еще до его катастрофического обмеления (например, [Бродская, 1952]), находим описания гипсовых горизонтов. А вот что писал известный гидролог и специалист по Аралу проф. П.О. Завьялов в российской Независимой газете уже после обмеления водоема (“НГ-Наука” 25.01.2012): “... в Большом Арале содержание солей превысило 100 г на литр... в мелководной восточной его части нами были отмечены значения до 211 г на литр... Не вызывает сомнений, однако, и важная роль естественной изменчивости климата и колебаний водности рек в регионе, а также, возможно, и геодинамических факторов. За регрессионными фазами жизни Арала неизменно следовали периоды высокого стояния моря (трансгрессии)... Повсюду на обсохшем дне Арала видны гипсовые отложения, относящиеся как к современным, так и к историческим регрессиям моря. Иногда эти отложения имеют форму пластов, а иногда выглядят как небольшие отдельные конкреции”.

Заканчивая обсуждение седиментационной модели распределения изотопов углерода, кислорода, серы и стронция в нижнеэйфельских (освейских) разрезах Беларуси, заметим, что недавно в гипсоносных глинисто-карбонатных отложениях среднего–верхнего ордовика Вилуйской структурно-фациальной зоны (Сибирская платформа) были, как и в нашем случае, установлены отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ и высокие (не характерные для раннего палеозоя) значения $\delta^{18}\text{O}$, которые были объяснены протеканием эва-

поритового процесса на фоне речных плюмов [Покровский и др., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено изотопно-геохимическое изучение нижнеэйфельских (освейских) глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых (в том числе гипсоносных) отложений Беларуси в разрезах пяти скважин, пробуренных на юго-востоке Латвийской седловины (скв. Северо-Полоцкая), в зоне сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины (скв. Быховская), на Жлобинской седловине (скв. Кормянская), на Северо-Припятском плече Припятского прогиба (скв. Приволье) и на юго-западном краю Воронежской антеклизы (скв. ГК-1). Комплексная интерпретация распределения значений $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, $\delta^{34}\text{S}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гипсе показала, что значимость постседиментационных изотопных сигналов несущественна и что картина изотопных вариаций, с учетом литологических особенностей отложений, может быть непротиворечиво объяснена в рамках седиментационной модели.

1. Наряду с интервалами, характеризующимися значениями $\delta^{13}\text{C}$ на уровне стандарта для морских седиментационных карбонатов, в разрезах имеются отрицательные экскурсы этого параметра, величина которого на пиках может опускаться до $-7\ldots-11\text{‰}$. В разрезах с ярко выраженной карбонатно-сульфатной пачкой (Быховский, Кормянский) хорошо видно, что именно она маркируется негативным сдвигом $\delta^{13}\text{C}$. Предполагается, что отрицательный углеродно-изотопный экскурс соответствует эпизодам эвапоритизации бассейна, когда он мелел, возможно, распадался на отдельные ванны, разделенные обнаженными и подвергающимися эрозии участками. Такое изменение геоморфологической ситуации приводило к увеличению роли континентальных вод в геохимической системе седиментации за счет активизации их притока и/или в связи с обмелением бассейна. Эти воды, обогащенные изотопно-легким почвенным углеродом, могли поступать как с длительно обнаженных участков суши, где и в настоящее время эйфельские отложения отсутствуют, так и с периодически существовавших островов.

2. Изотопный состав кислорода во всех разрезах не “реагирует” на отрицательные углеродно-изотопные экскурсы аналогичными сдвигами, причиной чего является возможное отсутствие существенной разницы между значениями $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков, дающих начало водам суши, и морской воды в низких широтах, где в девоне находилась территория Беларуси. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в 40% проанализированных проб заключены в пределы $-4\ldots-2\text{‰}$, т.е. соответствуют эйфель-

скому “плато” ($\sim -3\text{‰}$) на обобщающей хемотрастиграфической кривой; 44% изученных образцов характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($> -2\text{‰}$), несколько более высокими, чем цифры, присущие карбонатам эйфельского моря, что, вероятно, является следствием испарительного концентрирования воды. Ряд образцов (16%) имеют $\delta^{18}\text{O} < -2\text{‰}$, которые на пиках эвапоритовых эпизодов иногда (в том числе в слабопроницаемых глинистых породах) опускаются до -7.0‰ – -9.5‰ . Возможно, это обусловлено прогревом воды (иногда весьма значительным) при обмелении бассейна.

3. Значения $\delta^{34}\text{S}$ гипса в освейском горизонте (15.5–21.2‰) более чем в половине проанализированных проб ниже свойственных морскому сульфату среднего девона по глобальным оценкам (19–20‰), что обусловлено участием континентальных вод с изотопно-легкой серой в солевом балансе бассейна. Об этом же свидетельствуют и значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в освейском гипсе (0.708402–0.708742), гораздо более высокие, чем те, что характерны для морской (океанической) воды эйфельского века (0.70772).

4. Кажущаяся противоречивость нашей модели, состоящая в допущении усиления роли пресных континентальных вод в ходе эвапоритовых эпизодов, снимается примерами накопления калийных солей в континентально-морских бассейнах галогенеза (например, Припятский) и гипсообразования в бассейнах с речным питанием (например, Арал).

5. В одном из изученных разрезов (скв. ГГК-1), отличающемся от остальных полным отсутствием сульфатных проявлений, отмечен очень сильный отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (минимум -11.3 , в среднем -9.7‰), который охватывает всю нижнюю пачку освейского горизонта, сложенную слабопроницаемыми мергелями и глинами. Эта пачка, вероятно, является стратиграфическим бессульфатным аналогом карбонатно-сульфатной пачки, выделяемой во многих белорусских разрезах. Отсутствие здесь сульфатной минерализации связано с сильным опресняющим влиянием вод рядом расположенной суши, в результате чего при эвапоритовом сгущении морской воды не было достигнуто состояние насыщенности раствора по сульфату кальция. Эти данные демонстрируют значение изотопного подхода для расчленения и корреляции разрезов, когда литологический подход не “работает”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко благодарны А.Г. Лапцевич, О.Ф. Кузьменковой, Г.Д. Стрельцовой и Н.С. Яковлевой за возможность использовать результаты выполненного ими литостратиграфического расчленения

разрезов и коллекцию образцов, а также Г.М. Ефремову, Т.В. Ивановой, И. Колодны, А. Старински, Б. Спиро, Г.И. Лучине и И.Н. Тетеревой, способствовавшим формированию массива аналитических данных, использованных в статье.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственной программы научных исследований “Природные ресурсы и окружающая среда” на 2021–2025 гг. (подпрограмма 10.4 “Белорусские недра”) и в соответствии с планом научно-исследовательских работ Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море // Труды Института геологических наук. Вып. 115. Геологическая серия (57). М.: Изд-во АН СССР, 1952. 108 с.
- Валулявичюс Ю.Ю., Голубцов В.К. Девонская система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N-(34), (35). Вильнюс, Ленинград, 1986. С. 53–68.
- Вассоевич Н.Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. С. 11–59.
- Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Буякайте М.И. и др. Изотопные признаки условий накопления и преобразования соленосных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Сообщение 2. Изотопный состав стронция // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 2. С. 183–192.
- Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Изотопно-геохимические особенности отложений верхоленской свиты среднего–верхнего кембрия Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1. С. 79–93.
- Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
- Геология Беларуси / Ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Зайцев А.В., Покровский Б.Г. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика на северо-западе Русской плиты // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 3. С. 283–291.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Кудельский А.В. Гидрогеология и минеральные воды Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2017. 285 с.
- Кудельский А.В. Подземные воды Оршанской впадины. Минск: Беларуская навука, 2019. 131 с.

- Махнач А.А., Ефремов Г.М., Иванова Т.В. Изотопный состав серы сульфатных минералов Белоруссии // Доклады АН БССР. 1987. Т. XXXI. № 3. С. 260–263.
- Махнач А.А., Колодны И., Старински А., Спиро Б. Стабильные изотопы стронция в сульфатных минералах Беларуси // Доклады НАН Беларуси. 2000. Т. 44. № 6. С. 92–95.
- Махнач А.А., Махнач Н.А., Покровский Б.Г. Геохимия стабильных изотопов в платформенном чехле Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2022а. 373 с.
- Махнач А.А., Покровский Б.Г., Мурашко О.В. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в эмско-франских отложениях Северо-Припятского плеча (юго-восток Беларуси) // Літасфера. 2022б. Т. 2(57). С. 101–115.
- Махнач А.А., Покровский Б.Г., Мурашко О.В., Петров О.Л. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в эмских и эйфельских отложениях на юго-востоке Латвийской седловины // Літасфера. 2022в. Т. 1(56). С. 67–79.
- Махнач А.А., Покровский Б.Г., Мурашко О.В., Петров О.Л. Изотопная хемотратиграфия верхнеэмско-средне-эйфельских отложений в разрезе параметрической скважины Кормянская на Жлобинской седловине // Літасфера. 2019а. Т. 2(51). С. 64–74.
- Махнач А.А., Покровский Б.Г., Мурашко О.В., Петров О.Л. Изотопная хемотратиграфия нижне-среднедевонского разреза зоны сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины (параметрическая скважина Быховская) // Літасфера. 2019б. Т. 1(50). С. 136–148.
- Махнач А.А., Покровский Б.Г., Мурашко О.В., Петров О.Л. Изотопы углерода и кислорода и условия формирования верхнефаменских сланцевосных отложений Припятского прогиба на юге Беларуси // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 1. С. 28–42.
- Махнач А.А., Покровский Б.Г., Стрельцова Г.Д. и др. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в нижне-среднедевонских отложениях на юго-западе Воронежской антеклизы // Літасфера. 2021. Т. 2(55). С. 80–94.
- Никаноров А.М., Федоров Ю.А. Стабильные изотопы в гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 247 с.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Буякайте М.И., Дронов А.В. S–O–Sr–S-изотопная геохимия и хемотратиграфическая корреляция ордовикских отложений Вилюйской структурно-фациальной зоны, Сибирская платформа // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 6. С. 570–596.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В. и др. Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемотратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 4. С. 310–336.
- Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: Изд-во Воронежского ун-та, 1995. 265 с.
- Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.
- Сорокин В.С., Лярская Л.А., Савваитова Л.С. и др. Девон и карбон Прибалтики. Рига: Зинатне, 1981. 502 с.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / Ред. С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.
- Толстошеев В.И., Шиманович В.М., Кручек С.А., Сахарук П.О. Геохимические особенности минеральных вод отложений нижней части платформенного чехла Гомельской структурной перемычки и сопредельных территорий // Літасфера. 2019. Т. 1(50). С. 116–135.
- Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R. et al. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. // Chemical Geology. 1980. V. 28. P. 199–260.
- Denison R.E., Korpnick R.B., Burke W.N. et al. Construction of the Silurian and Devonian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // Chemical Geology. 1997. V. 140. P. 109–121.
- Edwards C.T., Saltsman M.R., Leslie S.A. et al. Strontium isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) stratigraphy of Ordovician bulk carbonate: Implications for preservation of primary seawater values // Geol. Soc. Amer. Bull. 2015. V. 127. P. 1275–1289.
- Fricke H.C., O’Neil J.R. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 170. P. 181–196.
- Grossman E. L. Oxygen Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2012 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. V. 1. Ch. 10. P. 181–206.
- Grossman E.L., Joachimski M.M. Oxygen Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2020 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Oxford, Cambridge (MA, US): Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 10. P. 279–307.
- Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M.A. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // Geological Magazine. 2006. V. 143(5). P. 561–608.
- Joachimski M.M., van Geldern R., Breisig S. et al. Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian // International Journal of Earth Sciences. 2004. V. 93(4). P. 542–553.
- Kampschulte A., Strauss H. The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic sea water based on the analysis of structurally substituted sulphate in carbonates // Chemical Geology. 2004. V. 204. P. 255–286.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A., Zhou Y. Strontium Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2020 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Oxford, Cambridge (MA, US): Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 7. P. 211–238.
- Paytan A., Yao W., Faul K.T., Gray E.T. Sulfur Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2020 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam,

Oxford, Cambridge (MA, US): Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 9. P. 259–278.

Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation // *Climate Change in Continental Isotope Records*, Geophysical Monograph Series / Eds P.K. Swart et al. Washington DC: AGU, 1993. V. 78. 36 p.

Van Geldern R. Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 240(1–2). P. 47–67.

Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chemical Geology*. 1999. V. 161. P. 59–88.

C, O, S, Sr-Isotopes in the Osveya Horizon Deposits of the Lower Eifelian on the Territory of Belarus

A. A. Makhnach^{1, *}, B. G. Pokrovsky^{2, **}, O. V. Murashko¹

¹State Enterprise “Research and Production Centre for Geology” Branch “Institute of Geology”, acad. Kuprevich str., 7, Minsk, 220141 Belarus

²Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: amakhnach1951@gmail.com

**e-mail: pokrov@ginras.ru

The complex interpretation of distribution of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in carbonates, $\delta^{34}\text{S}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in gypsum from the Osveya horizon (Lower Eifelian) on the territory of Belarus showed that significance of diagenetic isotope signals is low and variations of the values can be consistently explained within a sedimentation model. Along with intervals of sections with standard marine $\delta^{13}\text{C}$ values, there are negative excursions of the parameter (up to $-7\ldots-11\text{‰}$) marking segments of sequence with carbonate-sulphate rocks and smaller scale sulphate manifestations. The excursions correspond to evaporite episodes when the basin shallowed and, probably, dismembered into separate ponds. This led to increasing the role of continental water enriched with soil carbon in the geochemical system of sedimentation due to the land runoff activation and/or shallowing. Continental water could come from for a long time exposed land areas where the Eifelian deposits are absent until now as well as from periodically existing islands. Oxygen isotopic composition does not react to $\delta^{13}\text{C}$ negative excursions by similar shifts due to the possible absence of significant difference between the $\delta^{18}\text{O}$ values of atmospheric precipitation, giving rise to land water, and seawater in low latitudes where the territory of Belarus was situated in the Devonian. In 40% of the studied samples, the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -4 to -2‰ , corresponding to the Eifelian “plateau” ($\sim-3\text{‰}$) in the generalized chemostratigraphic curve in the generalized chemostratigraphic curve constructed using calcite of brachiopod shells from several regions of the world. The $\delta^{18}\text{O}$ values higher than -2‰ (44% of cases), probably, are the result of water evaporation, while figures $< -2\text{‰}$ (16%) which may decrease up to $-7.0\ldots-9.5\text{‰}$ at the peaks of evaporite episodes, are caused by water heating (sometimes very significant) during the basin shallowing. The activation of continental water role accompanying evaporite episodes is supported by the fact that the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in the Osveya horizon gypsum (0.708402–0.708742) is much higher than that of the Eifelian seawater according to a global estimate (0.70772), while $\delta^{34}\text{S}$ of gypsum (15.5–21.2‰) in more than a half of the analyzed samples is lower than figures characteristic of the Middle Devonian seawater sulphate (19–20‰).

Keywords: Isotope geochemistry, Lower Eifelian, Belarus.