

УДК 552.54:550.42:551.31(470.13)

DOI: 10.24930/2500-302X-2026-26-1-100-121

Изотопный состав углерода и кислорода палеозойских карбонатных отложений Печорского моря

Е. О. Малышева¹, С. А. Горбунова¹, М. С. Доронина², Г. В. Ульянов²

¹ООО “РН-Шельф-Арктика”, 119049, г. Москва, ул. Шаболовка, 10/2, e-mail: namalysh@mail.ru

²ООО “РН-Эксплорейшн”, 119049, г. Москва, ул. Шаболовка, 10/2, e-mail: gvulyanov@rn-exp.rosneft.ru

Поступила в редакцию 06.05.2025 г., принята к печати 10.07.2025 г.

Объект исследования – палеозойские карбонатные комплексы акваториальной части Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. *Цель* – оценить возможности использования данных об изотопном составе углерода и кислорода карбонатных пород для фациальной диагностики и корреляции разрезов. *Материалы и методы*. В рамках региональных проектов ООО “РН-Шельф-Арктика” по изучению геологического строения акваториальной части Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна проанализирован изотопный состав углерода и кислорода разнофациальных карбонатных отложений из керна пяти скважин. *Результаты*. Снизу вверх по разрезу величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ возрастает от -5.9‰ в S_2 до 6.0‰ в P_{1a-s} . Наиболее значительное утяжеление величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ от -1 до 6‰ происходит в верхнекаменноугольном интервале. Изменения $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ от 23 до 33‰ характеризуются отсутствием общего тренда по разрезу, но более частыми и резкими экскурсами, которые наиболее выражены в каменноугольных отложениях. *Обсуждение и заключение*. Рассмотрены четыре локальных фактора колебания изотопного состава углерода и кислорода карбонатных отложений: минеральный, фациальный, пост-седиментационный и стратиграфический. Определяющими представляются условия осадконакопления и пост-седиментационные процессы, которые в разной степени на разных этапах контролировались локальными и глобальными тектоническими и климатическими факторами. Конечный результат их влияния был интегральным и выражен “стратиграфической” кривой изменчивости изотопного состава.

Ключевые слова: изотопный состав, углерод, кислород, фаши, корреляционные зависимости, литолого-стратиграфический разрез

Источник финансирования

Исследования выполнены по заказу ПАО “НК «Роснефть»” в рамках финансирования региональных работ на шельфе 2016–2017 гг.

Carbon and oxygen isotopic composition of Paleozoic carbonate deposits of the Pechora Sea

Elena O. Malysheva¹, Sonya A. Gorbunova¹, Mariya S. Doronina², Grigory V. Ulyanov²

¹RN-Shelf-Arctic LLC, 10/2 Shabolovka st., Moscow 119049, Russia, e-mail: namalysh@mail.ru

²RN-Exploration LLC, 10/2 Shabolovka st., Moscow 119049, Russia, e-mail: gvulyanov@rn-exp.rosneft.ru

Received 06.05.2025, accepted 10.07.2025

Research subject. Paleozoic carbonate complexes in the offshore area of the Timan–Pechora oil and gas basin. *Aim*. To evaluate the possibility of using data on the isotopic composition of carbon and oxygen in carbonate rocks for the interpretation of depositional environments and stratigraphic correlation of geological sections. *Materials and methods*. Within the framework of the RN-Shelf-Arctic LLC (RNSHA) regional projects focused on a geological study of offshore areas, the isotopic composition of carbon and oxygen of Paleozoic carbonate deposits from the core of five wells were analyzed. *Results*. The value of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ increases up the section from -5.9‰ in S_2 to 6.0‰ in P_{1a-s} . The most significant weighting of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ from -1 to 6‰ occurred in the Upper Carboniferous interval. The variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ from 23 to 33‰ are characterized by the absence of a general trend along the section combined with more frequent and abrupt excursions, which are most pronounced in the Carboniferous. *Discussion and conclusion*. Four local factors of isotopic variations were considered, including mineral, facial, post-sedimentary, and stratigraphic. Two of them – depositional environments and secondary (postdepositional) changes – are regarded as the major factors, being controlled in vary-

Для цитирования: Малышева Е.О., Горбунова С.А., Доронина М.С., Ульянов Г.В. (2026) Изотопный состав углерода и кислорода палеозойских карбонатных отложений Печорского моря. *Литосфера*, 26(1), 100-121. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-1-100-121>. EDN: LIVVWN

For citation: Malysheva E.O., Gorbunova S.A., Doronina M.S., Ulyanov G.V. (2026) Carbon and oxygen isotopic composition of Paleozoic carbonate deposits of the Pechora Sea. *Lithosphere (Russia)*, 26(1), 100-121. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-1-100-121>. EDN: LIVVWN

© Е.О. Малышева, С.А. Горбунова, М.С. Доронина, Г.В. Ульянов, 2026

ing degrees on different stages by either local or global factors. The final result of their influence was integral and expressed by the “stratigraphic” curve of isotopic composition variability.

Keywords: *isotopic composition, carbon, oxygen, facies, correlation, lithology and stratigraphic sections*

Funding information

The research was carried out on the request of the Rosneft Oil Company as part of regional study of the shelf in 2016–2017

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to B.G. Pokrovskii, RAS Corresponding Member, Head of the Laboratory of Isotope Geochemistry and Geochronology of the RAS Geological Institute, as well as to M.P. Aref'ev and O.L. Petrov, for carrying out studies of carbon and oxygen isotopic composition and their valuable recommendations; to D.A. Astashkin, A.S. Strezh, A.S. Kapranova, and I.N. Gorokhov, VNIGNI and its Aprelevski department; to A.V. Puchkova, E.A. Ovsyannikova, and O.Z. Andrushchenko, NK “Rosneft” – STC in Krasnodar for the preparation of core samples and analytical studies; to Yu.A. Gatovskii and T.I. Isakova, Geological Department of Lomonosov MSU, for biostratigraphic studies; to T.V. Maidl, Institute of Geology KNC RAS for helpful discussions of the data. The authors would like to thank their colleagues V.A. Nikitina and V.A. Nikishin from RN-Shelf-Arctic LLC for organization and support of core sample studies. The authors highly appreciate valuable recommendations, general support, and original manuscript editing by Dr. Sci. Ya.E. Yudovich.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Как показали исследования по всему миру, изотопный состав углерода и кислорода в осадочных породах имеет огромный потенциал для решения различных геологических задач как на региональном, так и на глобальном уровне. Поэтому вовлечение в изучение осадочных пород новых регионов способствует накоплению новых данных и лучшему пониманию геохимии стратисферы Земли. Одним из таких регионов является юго-восточная часть Баренцева моря, называемая Печорским морем (рис. 1).

В соответствии с геологической моделью, разработанной по результатам геолого-геофизических исследований 80–90-х гг. прошлого века, изучаемая территория представляет собой акваториальное продолжение Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Основные тектонические структуры с несколько измененной морфологией и названиями прослеживаются и в морской части. Региональные стратиграфические несогласия и перерывы в осадконакоплении, обусловленные либо структурной перестройкой территории, либо глобальными эвстатическими событиями (Мальшева и др., 1998), в том или ином объеме присутствуют и в акватории. Как и на суше, основные продуктивные и перспективные комплексы связаны с палеозойскими терригенными и карбонатными отложениями. На суше все карбонатные комплексы хорошо изучены и промышленно нефтегазоносны (Гецен и др., 1982; При-

щепа и др., 2011; Теплов и др., 2011). На море бурением подтверждено широкое развитие карбонатных отложений, но промышленная продуктивность доказана главным образом в каменноугольно-нижнепермских отложениях. Однако все интервалы развития карбонатных пород представляют поисковый интерес и являются объектами детальных геолого-геофизических исследований.

В целях оценки возможности использования данных об изотопном составе углерода и кислорода карбонатных пород для фациальной диагностики и корреляции разрезов в акваториальной части Тимано-Печорского бассейна впервые были проведены исследования изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород палеозойских осадочных комплексов.

Эмпирические закономерности изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород

Утяжеление изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах обозначают символами $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$. Оно вычисляется как разность отношений изотопов $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в образце и стандарте. Для углерода применяется стандарт PDB, название которого происходит от беленитов из формации Peedee в Южной Каролине (США). Для кислорода используется стандарт SMOW (standard mean ocean water) – среднее отношение изотопов в океанской воде, которое отличается большим постоянством на протяжении по крайней мере палеозойской эры.

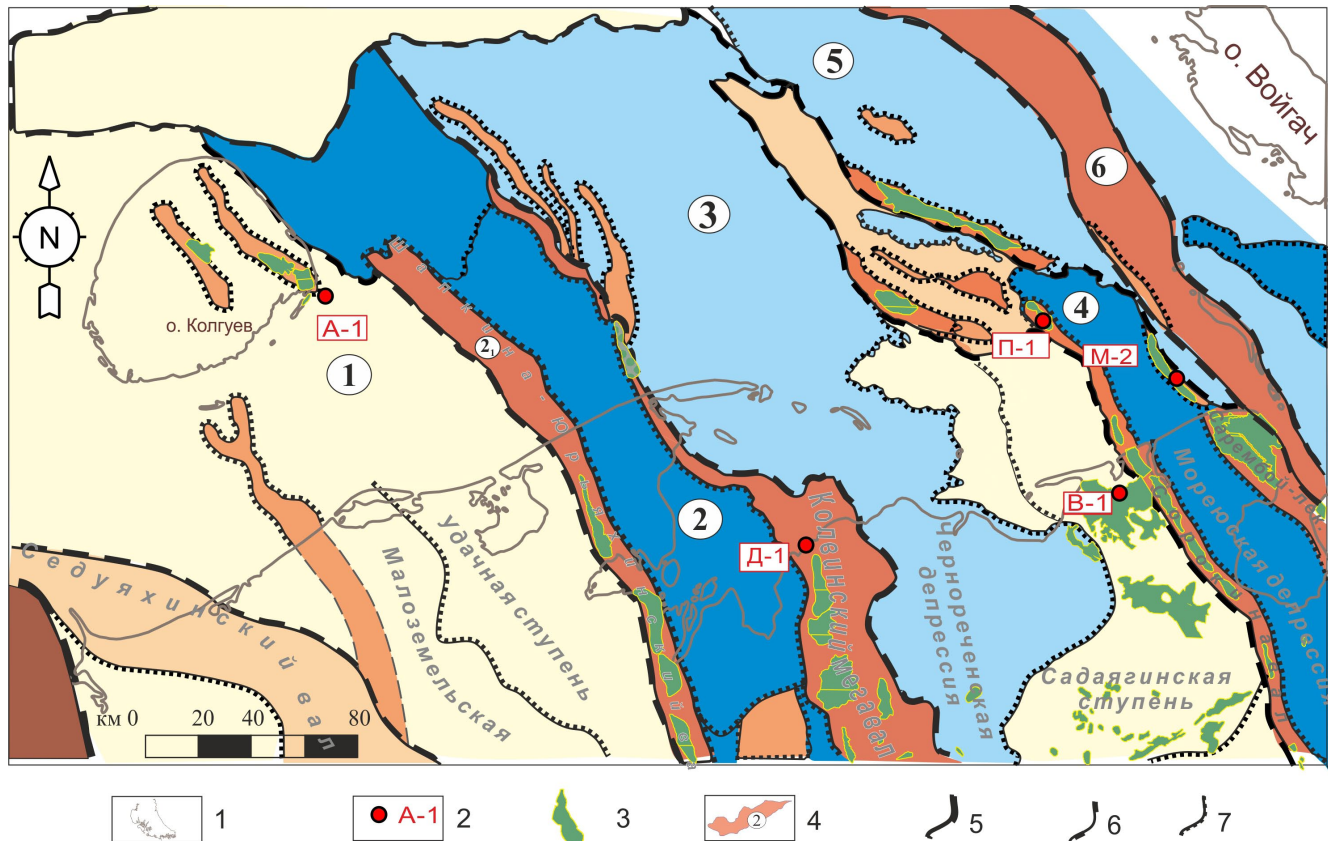


Рис. 1. Обзорная тектоническая схема района работ (Печорское море и прилегающая суша).

1 – береговая линия; 2 – изученные скважины; 3 – месторождения нефти и газа; 4 – тектонические зоны: 1 – Малоземельско-Колгуевская моноклинал, 2 – зона Печоро-Колвинского авлакогена, 3 – Хорейверская впадина, 4 – Варандей-Адзвинская зона, 5 – Приновоземельская впадина, 6 – Вашуткино-Талотинская зона; 5–7 – элементы тектонического районирования: 5 – надпорядковые, 6 – I порядок, 7 – II порядок.

Fig. 1. Tectonic map of the study area (the Pechora Sea and adjacent area).

1 – coastline; 2 – studied wells; 3 – oil and gas fields; 4 – tectonic zones: 1 – Malozemelsko-Kolguevskaya monocline, 2 – Pechora-Kolva aulacogen zone, 3 – Khoreyverskaya depression, 4 – Varandey-Adzva zone, 5 – Prinovozemelskaya depression, 6 – Vashutkino-Talotinskaya zone; 5–7 – elements of tectonic zoning: 5 – supra-ordinal, 6 – I order, 7 – II order.

Если величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ получаются отрицательными, это означает облегчение изотопного состава углерода или кислорода в образце по сравнению со стандартом, а если положительными, то утяжеление. Для большинства нормальных морских (современных) карбонатов величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ близка к нулю, величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ изменчива и в основном составляет 24–26‰, средняя величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ обычно составляет около –25‰. Соотношения величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ дают важную информацию о климатических условиях седиментации и последующих процессах диагенеза, изменяющих первичные соотношения изотопов (Юдович, Кетрис, 2010).

В.И. Вернадский называл найденные в геохимии частные корреляции тех или иных величин “эмпирическими закономерностями”, противопоставляя их более общим (глобальным) “за-

конам природы”. Как следует из многочисленных литературных источников, по величинам $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и их соотношениям выявляются различные эмпирические закономерности, по которым можно судить об условиях осадконакопления (Clayton, Degens, 1959; Keith, Weber, 1964; Галимов, 1968, 2016; Basharan, 2011; Кулешов и др., 2019), о климатических обстановках карбонатной (McCreat, 1950; Дегенс, 1971; Тейс, Найдин, 1973; Розянский, Гонфьянтини, 1990; Saltzman, Thomas, 2012; Реймерс и др., 2013) или черносланцевой седиментации (Юдович, Суханов, 1984; Юдович, 1988; Юдович, Кетрис, 2010), о последующих процессах диагенеза и катагенеза (Hudson, 1977; Кулешов, 2001; Swart, 2015), в частности сопряженного с марганцевым рудообразованием (Беляев, Кулешов, 1994; Кулешов, 2013), о стратиграфической принадлежности толщ (Grossman, 2012; Saltzman,

Thomas, 2012). Следует отметить, что последнее, как правило, основывается на сопоставлении стратификации разрезов методами био- и хемотратиграфии, в частности изотопных свойств углерода и кислорода в карбонатных породах.

Изученность наземной части Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна

Учитывая отсутствие данных непосредственно по району исследований, особого внимания заслуживают исследования изотопного состава карбонатных пород по наземной части Тимано-Печорского бассейна, проводимые в основном в Институте геологии им. академика Н.П. Юшкова ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Это отмеченные работы Я.Э. Юдовича с соавторами (Юдович, Суханов, 1984; Юдович, 1988; Юдович, Кетрис, 2010), публикации В.И. Силаева и А.Ф. Хазова (2003), посвященные вопросам абиогенного изотопного фракционирования углерода в различных обстановках минерало- и породообразования, в частности при гипергенных и экзогенных процессах. Среди работ по отдельным стратиграфическим интервалам выделяются публикации Т.М. Безносовой, П. Мянника и Т.В. Майдль (2006) по верхнему ордовика Приполярного Урала; Т.М. Безносовой, В.А. Матвеева, Л.Л. Шамсутдиновой (2020) по верхнему ордовика и силуру Тимано-Печорской провинции и севера Урала; Т.В. Майдль и И.С. Котик (2017) по силурийскому изотопному событию Мульде в разрезе поднятия Чернова; Т.В. Майдль и П.А. Безносова (2011) по нижнему фанену Южного Тимана. В работах А.В. Ерофеевского и А.В. Журавлева (2019), А.В. Журавлева (2023) рассмотрено применение величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ для корреляции верхнедевонско-каменноугольных разрезов востока Тимано-Печорской провинции.

Изучению изотопных характеристик органических построек, в том числе микробиальных холмов, посвящены работы А.И. Антошкиной (Антошкина, 2015; Антошкина и др., 2021), Н.А. Матвеевой (2023), Н.С. Инкиной (2024).

При исследовании марганценосных отложений и марганцевых руд Пай-Хоя было установлено надежное различие нормально-осадочных, седиментационно-диагенетических и эксгалятивно-осадочных образований. При этом изучение Мп-карбонатов трех возрастных групп (D_2 , $D_3\text{fm}$ - C_1t , C_2 - P_{ar_1}) свидетельствует об их четком обособлении по изотопным характеристикам (Беляев, Кулешов, 1994; Юдович и др., 1998).

В результате исследований нефтеносных объектов, проводимых по керну скважин севера Печоро-Колвинского авлакогена, было показано четкое разделение по $\delta^{18}\text{O}$ морских (более 19‰) и континентальных отложений (менее 16‰). Кроме этого, по углероду выделилась группа аномально тя-

желых образцов из цементов песчаников в пределах газоконденсатных залежей Хыльчуйского месторождения ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ до 21‰) (Малышева, Суханов, 1986).

Влияние регионального предверхнедевонского размыва и палеоинфильтрационных процессов на изотопный состав нижнедевонских карбонатов в зоне предверхнедевонского несогласия рассмотрено в работе Т.В. Майдль, В.А. Жемчуговой и Ю.В. Наумчева (2018). На графиках $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ четко обособились поля неизменных пород, пород с признаками инфильтрационных процессов и инфильтрационных вторичных доломитов. Однако использование образцов из перекрывающих несогласие нижнефранских отложений в качестве примера неизменных пород добавляет “стратиграфический” фактор в резкие различия изотопных свойств пород.

В целом ранее выполненные теоретические и региональные исследования по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов, несмотря на дискуссионность некоторых выводов, создали хорошую основу для интерпретации полученных результатов изотопных исследований.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Представленные в настоящей работе материалы были получены при региональных исследованиях по изучению геологического строения акваториальной части Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна (НГБ), выполненных ООО “РН-Шельф-Арктика” (РНША). В ходе этих работ проведены ревизия и доизучение керна материала большинства морских скважин. В пяти скважинах (в том числе 1 сухопутная), расположенных в трех тектонических зонах, проанализирован изотопный состав разнофациальных карбонатных отложений позднесилурийско-раннепермского возраста (см. рис. 1).

Подготовка керна к описанию, фотографирование, изготовление шлифов, микроскопические и аналитические исследования (карбонатный анализ) выполнялись сотрудниками ФГБУ ВНИГНИ и его Апрельского отделения (ответственный исполнитель Д.А. Асташкин), а также отдела комплексного исследования керна ООО “НК “Роснефть” – НТЦ” в Краснодаре (А.В. Пучкова, Е.А. Овсянникова, О.З. Андрющенко).

Возрастная привязка осуществлялась по материалам “Арктикморнефтегазразведка” (АМНГР) 2003 и 2009 гг., объединившим результаты биостратиграфических исследований разных производственных и научных организаций. Для отдельных интервалов она была дополнена новыми данными по конодонтам и фораминиферам, полученными сотрудниками геологического факультета

МГУ имени М.В. Ломоносова канд. геол.-мин. наук Ю.А. Гатовским и Т.Н. Исаковой.

Исследования изотопного состава углерода и кислорода выполнялись в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН) зав. лабораторией Б.Г. Покровским и младшим научным сотрудником О.Л. Петровым. Было проанализировано более 100 образцов, отобранных по результатам первичного послыонного описания разреза. Однако после отбраковки образцов с содержанием карбонатного вещества менее 30% использованы анализы только 91 образца.

Исследования проводились на комплексе аппаратуры корпорации ThermoFisher, включающего масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение проб и стандартов КН-1, NBS-19 и IAEA C-O-1 осуществлялось с помощью H_3PO_4 при $50^\circ C$. Значения $\delta^{13}C_{карб}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта PDB, значения $\delta^{18}O_{карб}$ – в промилле относительно стандарта SMOW. Точность (воспроизводимость) определения $\delta^{18}O_{карб}$ и $\delta^{13}C_{карб}$ находится в пределах $\pm 0.2\text{‰}$.

Результаты исследований по всем пяти скважинам обобщены на сводном литолого-стратиграфическом разрезе в соответствии с биостратиграфической привязкой и межскважинной корреляцией с учетом данных ГИС. За его основу взята компиляция разрезов скважин П1 и М2, расположенных в Варандей-Адзвьянской зоне (см. рис. 1).

Для сопоставления с глобальными изменениями величины $\delta^{13}C_{карб}$ в функции геологического времени на кривую значений $\delta^{13}C_{карб}$, составленную по данным из многих регионов мира (Saltzman, Thomas, 2012), были вынесены данные настоящего исследования акваториальной части Тимано-Печорского НГБ. При этом реальная “кривая” (Saltzman, Thomas, 2012), участками представленная облаком точек, была схематизирована с сохранением тенденций изменений и значений максимумов и минимумов. Следует отметить, что в случае отсутствия точной биостратиграфической привязки образцов для детализации их положения на хроностратиграфическом разрезе (в масштабе геологического времени) использовались два принципа: вертикальная последовательность положения образцов в глубинном разрезе и соответствие “глобальной кривой” изменениям $\delta^{13}C_{карб}$. Параллельно на хроностратиграфический разрез была вынесена кривая изменения $\delta^{18}O_{карб}$.

Для выяснения роли минерального, фациального, постседиментационного и стратиграфического факторов формирования изотопного состава углерода и кислорода в изученных отложениях выполнены дополнительные макро- и микроскопические исследования пород с обособлением литотипов и фаций. Также анализировались корреляци-

онные зависимости $\delta^{13}C_{карб}$ и $\delta^{18}O_{карб}$ по всему массиву данных в соответствии с выборками по основным показателям: минеральному составу, условиям осадконакопления и возрасту.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав и обстановки осадконакопления

Разделение образцов по минеральному составу проводилось на основании результатов химического анализа (табл. 1) и микроскопических исследований. Для наглядного изображения на диаграммах по формальному признаку выделено несколько обобщенных литотипов, индексация которых отражена в табл. 1.

1 – Известняки, сложенные преимущественно (более 80%) кальцитом.

2 – Доломиты, содержащие более 80% минерала доломита.

3 – Смешанные известково-доломитовые породы (известняки доломитовые (50–80% кальцита), доломиты известковые (50–80% доломита), н. о. (кислотно-нерастворимый остаток) – до 18%.

4 – Смешанные известково-доломитовые породы и доломиты с сульфатами либо в виде вторичных желваковых образований ангидрита, либо в качестве ангидритового цемента и прослоев, либо в рассеянном тонкодисперсном виде. Реже отмечаются выделения гипса. Сульфаты диагностированы преимущественно по результатам макро- и микроскопических исследований.

5 – Смешанные глинисто-известковые, известково-кремнисто-глинистые и известково-доломито-глинистые породы, содержащие 18–60% нерастворимого остатка (н. о.). Породы с более высоким содержанием н. о. не анализировались из-за возможной некорректности сопоставления результатов. Следует отметить, что в некоторых образцах повышенный выход н. о. связан с кремнисто-кварцевыми новообразованиями.

Диагностика обстановок осадконакопления выполнялась на основе макроскопических и микроскопических исследований керн. Более подробно методика подобных исследований и подход к обоснованию фаций рассмотрены ранее (Малышева и др., 2020). Выделены шесть групп типовых фаций, индексация которых, а также их макро- и микроскопические характеристики отражены в табл. 1 и 2. Они соответствуют зонам осадконакопления от относительного глубоководья и шельфовых впадин до супралиторали.

1. Группа относительно глубоководных шельфовых фаций объединяет наиболее тонкозернистые карбонатные породы мадстоуны и глинистые разности донных карбонатных отложений, в том числе шельфовых впадин (см. табл. 2, обр. 23).

Таблица 1. Результаты определения карбонатности и изотопного состава пород

Table 1. Chemical and isotopic composition of carbonates

№ обр.	Индекс скважины	Стратиграфия	Интервал отбора керна, м		Место взятия, м (от верха)	Порода			Содержание, %			Изотопный состав, ‰	
			Кровля	Полошва		Название	*	**	Кальцит	Доломит	н. о.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	B-1	C _{1v}	2986	2993	0.63	Дол-изв-с	4	6с	49.3	49.5	1.2	3.9	30.5
2	B-1	C _{1v}	2986	2993	1.48	Изв-дол-с	4	6с	56.2	39.3	4.5	4.0	30.9
3	B-1	C _{1v}	2986	2993	1.81	Изв-дол-с	4	6с	70.8	29.2	0	4.2	31.0
4	B-1	C _{1v}	2993	2998	0.19	Дол-изв-с	4	5с	44.1	54.6	1.3	3.5	30.2
5	B-1	C _{1v}	2993	2998	0.72	Изв-дол-с	4	5с	49.4	47.3	3.3	3.6	31.7
6	B-1	C _{1v}	2993	2998	1.03	Дол-изв-с	4	5с	36.0	57.0	7.0	1.4	30.0
7	B-1	C _{1v}	2993	2998	1.42	Дол-изв-с	4	5с	16.9	75.7	7.4	0.7	31.1
8	B-1	C _{1v} (?)	2993	2998	2.18	Известняк	1	3	95.5	2.3	2.2	0.4	24.2
9	B-1	C _{1v} (?)	2993	2998	2.78	Известняк	1	3	97.2	1.3	1.5	0.2	22.9
10	B-1	C _{1v} (?)	2993	2998	2.87	Известняк	1	3	84.2	12.5	3.3	0.2	23.3
11	B-1	D _{1ор}	3983	3989	0.12	Дол-изв	3	6	40.7	56.6	2.7	-2.7	27.9
12	B-1	D _{1ор}	3983	3989	0.24	Доломит	2	6	5.7	83.4	10.9	-1.6	28.4
13	B-1	D _{1ор}	3983	3989	0.50	Доломит	2	6	7.1	80.5	12.4	-3.2	27.2
14	B-1	D _{1ор}	3983	3989	2.09	Дол-изв	3	6	44.1	45.9	10.0	-3.5	27.2
15	B-1	D _{1ор}	3995	4000	4.42	Изв-дол-с-гл	5	6с	45.3	26.9	27.8	3.9	30.6
16	B-1	D _{1ор}	4042	4051	1.43	Известняк	1	5	92.4	4.1	3.5	-1.2	23.8
17	B-1	D _{1ор}	4042	4051	1.85	Изв-дол	3	5	67.3	22.2	10.5	-0.2	26.3
18	B-1	D _{1ор}	4042	4051	4.83	Дол-изв	5	6	26.2	55.0	18.8	-3.2	27.2
19	A-1	P _{1a-s}	2645	2656	1.85	Известняк	1	1				3.5	28.1
20	A-1	P _{1a-s}	2645	2656	2.04	Известняк	1	1	98.9	0.5	0.6	5.3	28.1
21	A-1	P _{1a-s}	2645	2656	2.83	Изв-гл	5	1	44.9	5.0	50.1	5.4	28.7
22	A-1	C _{2g}	2808	2819	0.20	Изв-гл	5	1	51.8	0.9	47.3	5.0	27.4
23	A-1	C _{2g}	2808	2819	0.77	Изв-гл	5	1	63.3	5.5	31.2	4.3	28.2
24	A-1	C _{2g}	2892	2900	0.24	Изв-дол	3	2	68.0	22.8	9.2	3.7	30.2
25	П-1	P _{1a}	2377	2389	0.84	Изв-дол	3	3	72.4	15.4	12.2	5.4	24.4
26	П-1	P _{1a}	2377	2389	1.15	Известняк	1	4	89.9	5.1	5.0	5.6	24.9
27	П-1	P _{1a}	2377	2389	1.42	Известняк	1	4	88.0	5.2	6.8	5.8	25.5
28	П-1	P _{1a}	2377	2389	2.72	Изв-дол	3	3	76.9	22.1	1.0	5.6	25.6
29	П-1	C _{2g}	2435	2442	0.54	Известняк	1	3	90.9	0.3	8.8	6.0	24.3
30	П-1	C _{2g}	2435	2442	1.75	Известняк	1	3	88.1	4.4	7.5	5.7	25.8
31	П-1	C _{2g}	2442	2450	0.01	Известняк	1	2	95.2	2.1	2.7	5.1	25.0
32	П-1	C _{2g}	2442	2450	0.42	Известняк	1	2	89.2	2.7	8.1	5.3	26.0
33	П-1	C _{2g}	2442	2450	0.26	Известняк	1	2	95.6	0.3	4.1	4.8	25.6
34	П-1	C _{2g}	2442	2450	0.58	Известняк	1	2	92.6	3.5	3.9	4.8	24.1
35	П-1	C _{2g}	2442	2450	0.93	Известняк	1	4	89.3	2.8	7.9	5.1	25.3
36	П-1	C _{2g}	2442	2450	1.80	Известняк	1	4	93.5	2.3	4.2	4.8	24.5
37	П-1	C _{2g}	2442	2450	2.34	Известняк	1	5	84.2	3.4	12.4	4.7	25.4
38	П-1	C _{2g}	2442	2450	2.52	Известняк	1	4	94.3	1.6	4.1	4.7	26.5
39	П-1	C _{2g}	2442	2450	2.64	Известняк	1	4	96.7	0.7	2.6	5.0	26.9

Таблица 1. Продолжение
Table 1. Continuation

№ обр.	Индекс скважины	Стратиграфия	Интервал отбора керна, м		Место взятия, м (от верха)	Порода			Содержание, %			Изотопный состав, ‰	
			Кровля	Подошва		Название	*	**	Кальцит	Доломита	н. о.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
40	П-1	C _{1v}	2826	2833	1.18	Изв-гл	5	2	75.7	6.2	18.1	1.7	25.6
41	П-1	C _{1v}	2930	2937	0.11	Изв-дол-с	4	5с	53.5	36.8	9.7	1.7	33.4
42	П-1	C _{1v}	2930	2937	1.19	Изв-дол-с	4	5с	59.8	31.6	8.6	2.0	32.6
43	П-1	C _{1v}	2930	2937	1.33	Изв-дол-с	4	5с	65.4	26.8	7.8	2.0	32.7
44	П-1	C _{1t}	3094	3100	0.07	Известняк	1	2	91.2	2.3	6.5	3.7	25.7
45	П-1	C _{1t}	3094	3100	0.46	Известняк	1	2	92.8	4.0	3.2	3.6	26.3
46	П-1	C _{1t}	3094	3100	0.67	Известняк	1	2	94.1	1.5	4.4	2.7	26.3
47	П-1	C _{1t}	3094	3100	0.74	Известняк	1	2	88.9	2.0	9.1	3.6	26.6
48	П-1	C _{1t}	3094	3100	1.02	Изв-дол	3	2	55.3	38.8	5.9	4.3	26.9
49	М-2	C _{2k + g}	1345	1356	0.45	Изв-гл	3	4	76.8	1.1	22.1	3.2	25.3
50	М-2	C _{2k + g}	1345	1356	3.20	Известняк	1	2	86.3	6.0	7.7	3.5	25.0
51	М-2	C _{2k + g}	1345	1356	4.32	Известняк	1	4	87.3	4.8	7.9	3.7	26.0
52	М-2	C _{2k + g}	1356	1383	8.55	Известняк	1	4	97.3	0.7	2.0	2.1	25.9
53	М-2	C _{2m}	1356	1383	11.80	Известняк	1	4	98.7	0.7	0.6	1.9	24.8
54	М-2	C _{2m}	1356	1383	13.70	Известняк	1	2	97.7	1.4	0.9	3.3	25.7
55	М-2	C _{2m}	1356	1383	19.20	Известняк	1	2	96.6	2.8	0.6	2.3	24.7
56	М-2	C _{2m}	1356	1383	27.50	Изв-дол-гл	5	2	75.3	5.2	19.5	3.3	28.0
57	М-2	C _{2m}	1383	1398	6.64	Известняк	1	4	98.7	1.3	0	2.4	24.6
58	М-2	C _{2b}	1383	1398	10.40	Известняк	1	2	97.9	0	2.1	2.4	27.1
59	М-2	C _{2b}	1398	1426	11.60	Известняк	1	2	90.0	4.1	5.9	1.0	25.9
60	М-2	C _{2b}	1398	1426	15.10	Известняк	1	4	97.3	2.1	0.6	0.9	24.3
61	М-2	C _{2b}	1398	1426	8.81	Известняк	1	4	99.6	0	0.4	0.2	26.3
62	М-2	C _{1v}	1667	1682	0.72	Дол-изв	3	2	31.7	67?	1.3	1.1	27.7
63	М-2	C _{1v}	1667	1682	2.17	Изв-дол	3	2	74.2	23.8	2.0	1.4	26.7
64	М-2	C _{1v}	1667	1682	5.53	Известняк	1	5?	100.0	0	0	1.2	32.0
65	М-2	C _{1v}	1667	1682	14.4	Известняк	1	2	99.8	0	0.2	0.6	23.4
66	М-2	D _{3fm}	1890	1894	0.80	Известняк	1	4	94.5	5.5	0	0.3	24.6
67	М-2	D _{3f (ev-lv)}	2464	2492	15.00	Известняк	1	5	98.7	0.7	0.6	1.1	24.5
68	М-2	D _{3f (ev-lv)}	2464	2492	23.20	Известняк	1	5	98.7	1.3	0	1.1	24.5
69	М-2	D _{1op}	3083	3092	0.44	Доломит	2	5?	3.0	87.7	9.3	-1.7	25.6
70	М-2	S _{2gj}	3465	3492	0.69	Изв-дол-гл	3	5	74.8	10.6	14.6	-5.9	23.8
71	М-2	S _{2gj}	3465	3492	21.60	Изв-дол-гл	3	5	77.0	6.7	16.3	-4.9	24.3
72	Д-1	C _{2k + g}	2406	2420	0.30	Известняк	1	4	89.7	0.6	9.7	5.3	26.9
73	Д-1	C _{2k + g}	2406	2420	0.90	Изв-гл-крем	5	2	61.8	0.8	37.3	5.1	27.0
74	Д-1	C _{2k + g}	2406	2420	1.60	Изв-дол	3	2	67.6	18.9	13.5	-0.6	30.1
75	Д-1	C _{2k + g}	2406	2420	2.30	Изв-гл-крем	5	2	75.2	3.5	21.3	5.1	27.3
76	Д-1	C _{2k + g}	2406	2420	2.60	Изв-гл-крем	5	2	44.7	2.6	52.7	4.7	24.6
77	Д-1	C _{2k + g}	2406	2420	4.20	Изв-гл-крем	5	1	31.9	2.3	65.8	5.1	28.5
78	Д-1	C _{2m}	2531	2548	0.30	Изв-дол	3	4	71.0	21.54	7.5	1.9	28.0

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

№ обр.	Индекс скважины	Стратиграфия	Интервал отбора керна, м		Место взятия, м (от верха)	Порода			Содержание, %			Изотопный состав, ‰	
			Кровля	Подошва		Название	*	**	Кальцит	Доломит	н. о.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
79	Д-1	C ₂ m	2531	2548	1.30	Доломит	2	2	3.1	91.5	5.4	0.1	28.7
80	Д-1	C ₂ b	2531	2548	1.60	Изв-гл-крем	5	2	69.2	0	30.8	0.3	25.0
81	Д-1	C ₂ b	2548	2561	2.10	Известняк	1	2	87.0	6.6	6.4	-0.6	27.2
82	Д-1	C ₂ b	2548	2561	2.60	Изв-гл-крем	5	4	37.3	1.8	60.9	-1.0	28.3
83	Д-1	C ₁ v	2825	2841	0.10	Доломит-с	4	5с	1.0	91.5	7.5	-0.3	30.1
84	Д-1	C ₁ v	2825	2841	0.30	Дол-изв-с	4	5с	13.4	75.4	11.2	0.6	31.8
85	Д-1	C ₁ v	2841	2846	0.70	Известняк	1	2	84.1	10.9	5.0	0.7	25.8
86	Д-1	D ₃ fm ₃	3143	3158	0.30	Изв-дол	3	2	79.0	15.4	5.6	-0.3	26.7
87	Д-1	D ₃ fm ₁	3580	3595	0.40	Известняк	1	2	85.9	2.0	12.1	0.1	25.5
88	Д-1	D ₃ fm ₁	3580	3595	0.70	Изв-дол-гл	5	2	60.1	21.1	18.8	0.1	25.6
89	Д-1	D ₃ f	3903	3918	0.40	Изв-дол-гл	5	1	64.3	13.2	22.5	1.8	24.3
90	Д-1	D ₃ f	3903	3918	0.70	Дол-изв	3	2	25.1	64.9	10.0	2.3	26.4
91	Д-1	D ₃ f	3903	3918	2.10	Изв-дол	3	2	68.6	20.6	10.8	0.9	25.2

* Индекс литотипа.

** Индекс группы фаций.

Примечание. Дол-изв-с – доломито-известковая порода с сульфатными включениями, изв-дол-с – известково-доломитовая порода с сульфатными включениями, дол-изв – доломит известковый, изв-дол-с-гл – известково-доломито-глинистая порода с сульфатными включениями, изв-дол – известняк доломитовый, изв-гл – известняк глинистый, изв-гл-крем – известняк кремнисто-глинистый, изв-дол-гл – известняк доломитовый глинистый. Остальные пояснения см. в тексте.

* Lithotype index.

** Facies index.

Note. Дол-изв-с – dolomite-calcareous rock with sulfate inclusions, изв-дол-с – calcareous-dolomite rock with sulfate inclusions, дол-изв – calcareous dolomite, изв-дол-с-гл – calcareous-dolomite-clayey rock with sulfate inclusions, изв-дол – dolomite limestone, изв-гл – clayey limestone, изв-гл-крем – siliceous-clayey limestone, изв-дол-гл – dolomite clayey limestone. For further explanations, see the text.

2. Группа мелководных шельфовых (нормально-морских) фаций характеризует все многообразие обстановок открытого мелководного шельфа, кроме выделяемых в отдельные группы отмельных и биогермных фаций, и представлена в основном относительно чистыми и доломитизированными известняками типа пакстоунов и вакстоунов с обилием биокластового материала (см. табл. 2, обр. 47).

3. Группа биогермных фаций объединяет все выделяемые по результатам макро- и микроскопических исследований каркасные породы, в том числе микробиально-водорослевые баундстоуны, которые могли быть сформированы в различных зонах осадконакопления (см. табл. 2, обр. 25, 8).

4. Группа отмельных фаций характеризуется преобладанием обломочных и оолитовых известняков типа грейнстоунов со спаритовым цементом, практически не содержащих матрикса (см. табл. 2, обр. 26).

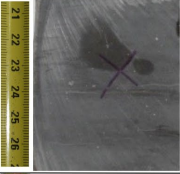
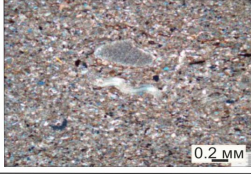

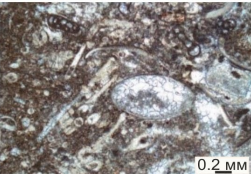

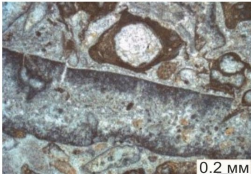

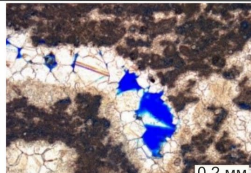



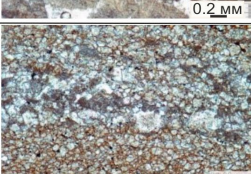

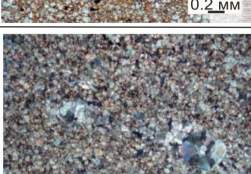

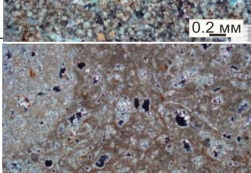
5. Группа собственно литоральных (межприливных) и лагунных фаций объединяет известня-

ки и доломиты типа пак-, вак- и мадстоунов, испытывавших влияние морских водоемов (приливы, отливы, волны) с одной стороны и прибрежного опреснения с другой. Для них наиболее характерна субгоризонтальная слоистость с обособлением тонких мелкозернистых или скрытокристаллических прослоев и более грубых обломочных слоев (см. табл. 2, обр. 17).

6. Группа супралиторальных и субаэральных фаций выделена условно на основании признаков субаэральной переработки осадков. Это могут быть как собственно супралиторальные отложения, так и отложения, испытывавшие постседиментационное субаэральное воздействие (см. табл. 2, обр. 15).

Среди фаций литорали (5) и супралиторали (6) обособлены подгруппы сульфатсодержащих отложений (5с и 6с), в которой объединены как первичные разности, так и вторичные ранне-постседиментационные образования (см. табл. 2, обр. 2).

Таблица 2. Типовые фации изученных отложений
Table 2. Type facies of studied deposits

Группы фаций		№ обр. в табл. 1	Породы		
Индекс фаций	Обстановки осадконакопления		Макро-характеристика	Микро-характеристика	Описание
1	Глубокий шельф	23			Вак-мадстоун темно-серый известково-глинистый ($\text{CaCO}_3 - 65.3\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - 5.5\%$, н. о. – 31.2%) с единичными обломками фауны и алевроитовой примесью
2	Открытый мелководный шельф	47			Пакстоун известковый ($\text{CaCO}_3 - 88.9\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - 2\%$, н. о. – 9.1%) полибиокластовый с обильным бактериально-водорослевым микритовым и комковато-сгустковым матриксом
3	Биогермы	25			Баундстоун (грейнстоун?) доломито-известковый ($\text{CaCO}_3 - 72.4\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - 15.4\%$, н. о. – 12.2%) палеоплизиновый со значительной примесью полибиокластового обломочного материала
3	Биогермы	8			Баундстоун (?) известковый ($\text{CaCO}_3 - 95.5\%$) микробиально-водорослевый сферозорчатый, фенестровый с яснокристаллическим кальцитовым выполнением микропустот
4	Отмели	26			Грейнстоун известковый ($\text{CaCO}_3 - 89.9\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - 5.1\%$, н. о. – 5%) полибиокластовый, средне-грубо-песчано-гравийной размерности, преимущественно фораминиферо-водорослевый
5	Межприливные, лагунные	17			Пакстоун-вакстоун доломито-известковый ($\text{CaCO}_3 - 67.3\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - 22.2\%$, н. о. – 10.5%) с линзовидно-слоистой текстурой, с примесью кварца (<5%) алевроитовой размерности
6	Супра-литоральные, субаэральные	15			Конглобрекция доломито-известковая ($\text{CaCO}_3 - 45.3\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - 26.9\%$, н. о. – 27.8%), состоящая из обломков и фрагментов тонкокристаллического известкового доломита
6с	Супра-литоральные, субаэральные	2			Вакстоун доломито-известковый ($\text{CaCO}_3 - 56.2\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - 39.3\%$, н. о. – 4.5%), бактериально-водорослевый, слабoporистый с мелкокристаллическим и желваковым ангидритом

Примечание. Описание см. в тексте.

Note. Description is above in the text.

Распределение значений изотопного состава по разрезу

Исследования палеозойского разреза показали большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от -5.9 до 6.0‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ – от 22.9 до 33.4‰ (см. табл. 1). На сводном литолого-стратиграфическом разрезе (рис. 2) силурийско-нижнепермских отложений приведены значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и показана фациальная интерпретация пород. Снизу вверх по разрезу прослеживается тренд увеличения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Минимальные значения (-5‰) зарегистрированы в верхнесилурийских отложениях (S_2), максимальные значения (6‰) – в породах верхнекаменноугольного и ассельско-сакмарского интервалов нижней перми (P_1a-s). На всех стратиграфических уровнях, за исключением силурийско-нижнедевонского, преобладают положительные значения $\delta^{13}\text{C}$. При этом на отдельных уровнях фиксируются значимые положительные или отрицательные экскурсы.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ более изменчивы в пределах узких стратиграфических интервалов, но для них не характерен общий тренд изменений по разрезу. Разброс значений составляет 10.5‰ . Максимальная величина $\delta^{18}\text{O}$ (33.4‰) зарегистрирована в породах визейского яруса нижнего карбона (C_1v), минимальная (22.9‰) – в турнейских отложениях (C_1t). Важно отметить, что, несмотря на имеющиеся экскурсы в пределах тех или иных стратиграфических интервалов, синхронные изменения изотопного состава пород сохраняются во всех скважинах.

Верхнесилурийские (S_2) отложения. Наиболее древние верхнесилурийские отложения представлены только двумя образцами в скв. М-2 (см. рис. 2). Они характеризуют 27 м керна монотонной пачки волнисто-линзовидного переслаивания слабо доломитистых детритовых известняков и доломитовых микритовых глинистых известняков. Присутствуют прослои брекчиевидных пород и эрозионные поверхности. Из органических остатков преобладает детрит двусторчатых моллюсков и остракод. Породы фрагментарно обогащены скоплениями ромбического аутигенного доломита и вторично преобразованы. Однако в целом они в значительной степени сохранили первичные седиментационные признаки и интерпретируются как образования межприливной зоны. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, как уже отмечалось, соответствуют минимальным среди всех изученных образцов. Величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ также отличаются наиболее низкими значениями.

Нижнедевонские (D_1) отложения. Нижнедевонские отложения изучены в скв. В-1 и фрагментарно в скв. М-2. Скважины находятся в разных структурных зонах: первая в пределах Хорейверской впадины, вторая – в пределах Медынского вала Ва-

рандей-Адзввинской структурной зоны. При этом в скв. М-2 керном представлен только один интервал. Он расположен стратиграфически ниже, чем охарактеризованные керном образцы в скв. В-1, и приурочен к зоне разрывного нарушения. Изученный образец представлен микритовым биокластовым доломитом и, несмотря на вторичную преобразованность, явно сохранил седиментационные признаки.

В скважине В-1 проанализировано три интервала керна (8 образцов) из верхней части разреза овинпармского горизонта лохковского яруса нижнего девона (D_{1op}). Возраст вмещающих отложений, определенный по результатам биостратиграфического анализа и корреляции с другими скважинами на суше, где вскрыт полный разрез D_1 , однозначно определяется как верхи овинпармского горизонта лохковского яруса. Они перекрываются отложениями верхов тиманского горизонта (D_{3f_1tm}) нижнефранского подъяруса, таким образом фиксируя выпадение из разреза верхней части лохковского (сотчемкыртинского горизонта), пражского и эмсского ярусов нижнего девона, полностью среднего девона и низов (яранский и джьерский горизонты) франского яруса. В рассматриваемых нижнедевонских разрезах преобладают смешанные доломито-известковые и доломитовые породы литоральных и супралиторальных фаций, иногда со следами субаэрального воздействия. Также присутствуют внутрiformационные брекчии (конгломераты) доломито-известкового состава. Подчиненную роль в разрезе играют глинисто-известковые породы с биокластовой примесью и микробиально-водорослевые известняки.

Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ остаются отрицательными – от -3.5 до -0.2‰ . Большинство значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ находится в диапазоне от 26.3 до 28.4‰ .

Зафиксированы положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ до 3.9‰ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ до 30.6‰ в верхней части овинпармского горизонта в образце брекчиевой породы с интенсивной вторичной кальцитизацией по трещинам.

Верхнедевонские франско-фаменские (D_{3f-fm}) отложения. Изучались в скважинах М-2 (три образца известняков) и Д-1 (шесть образцов), расположенных в пределах Варандей-Адзввинской структурной зоны и Колвинского мегавала соответственно. Этот стратиграфический интервал в отличие от силурийско-нижнедевонского характеризуется положительными значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ ($0.1-2.3\text{‰}$), за исключением одного образца в верхней части фаменского яруса со слабо отрицательным значением -0.3‰ . Разброс составляет 2.6‰ . Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ также изменяются незначительно – $24.3-26.7\text{‰}$. В фациальном отношении среди изученных образцов преобладают биокластовые известняки мелководного шельфа.

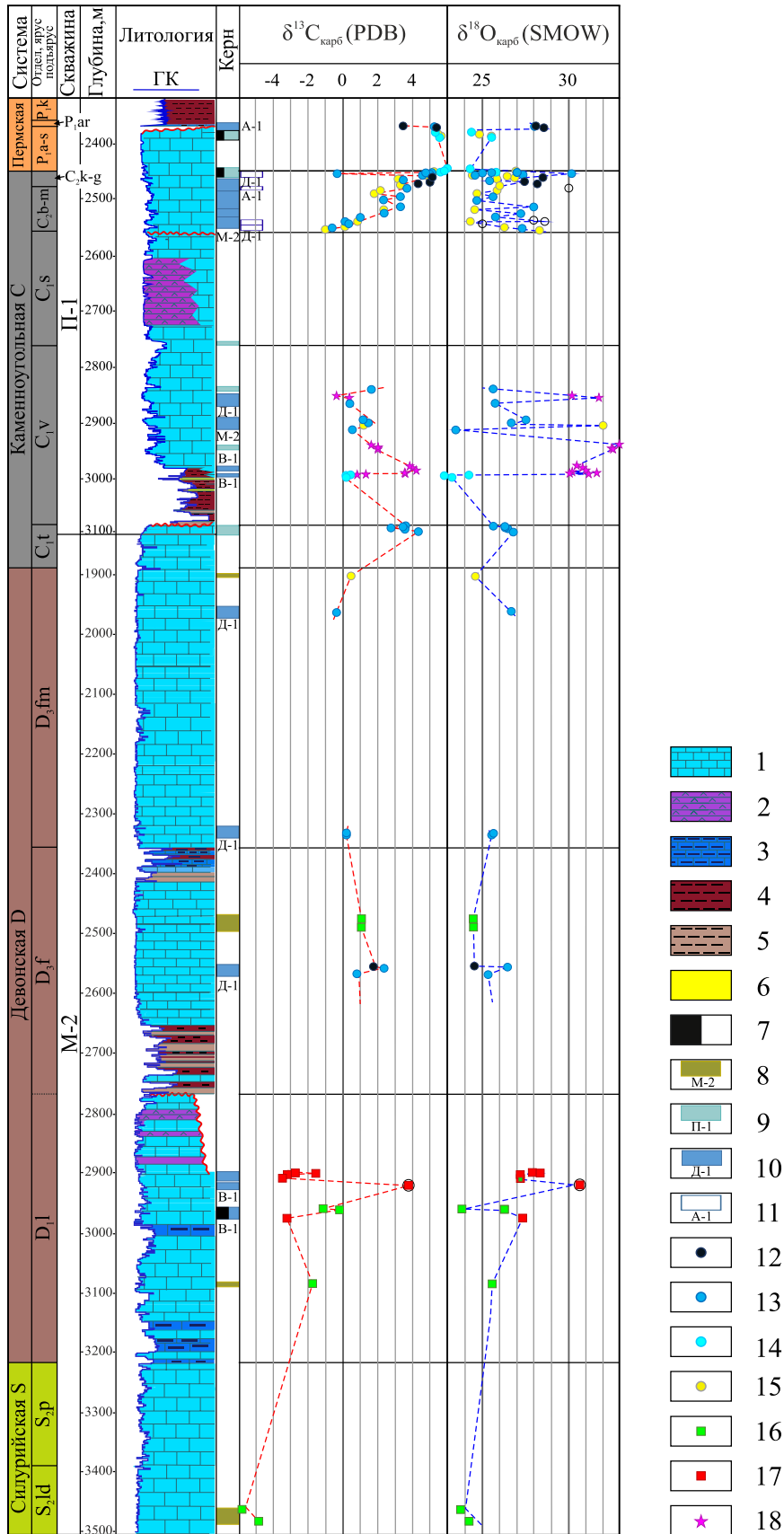


Рис. 2. Сводный литолого-стратиграфический разрез изученных скважин и изотопная характеристика пород.

1–6 – литологическая колонка: 1 – известняки, доломиты, 2 – ангидриты, 3 – мергели и глинистые известняки, 4 – аргиллит, 5 – алевриты, 6 – песчаники; 7–11 – колонка керн: 7 – нефтенасыщенные интервалы, 8 – интервалы керна в скв. М-2, 9 – интервалы керна в скв. П-1, 10, 11 – интервалы, снесенные на разрез; 12–18 – фации в обозначении образцов: 12 – относительно глубоководные шельфовые, 13 – мелководные открытого шельфа, 14 – биогермы, 15 – отмельные, 16 – литоральные и лагунные, 17 – супралиторальные и субаэральные, 18 – литорально-лагунные, супралиторальные и субаэральные с сульфатами.

Fig. 2. Composite lithological and stratigraphic section of studied wells and isotopic characteristics of rocks.

1–6 – lithological column: 1 – limestones and dolostones, 2 – anhydrites, 3 – marls and clayey carbonates, 4 – shales, 5 – siltstones, 6 – sandstones; 7–11 – core column: 7 – oil bearing intervals, 8 – intervals of coring in well M-2, 9 – intervals of coring in well P-1, 10, 11 – intervals, correlated from other wells; 12–18 – facies marks in sample values: 12 – relatively deep water shelf, 13 – open shallow shelf, 14 – bioherms, 15 – shoals, 16 – intertidal and lagoonal, 17 – supratidal and subaerial, 18 – intertidal and lagoonal, supratidal and subaerial with sulfites.

Каменноугольные (С) отложения. В рассматриваемой коллекции представлены всеми ярусами, кроме серпуховского, образцы из которого не анализировались ввиду преобладания сульфатных пород в изученном керне и, соответственно, высокого содержания нерастворимого остатка.

Турнейские (С_{1т}) отложения. Биостратиграфически (конодонты и фораминиферы) обоснованы только в разрезе скв. П-1, представлены четырьмя образцами биокластовых известняков типа пакстоунов и одним образцом доломитового известняка типа вакстоуна. Отнесены к группе мелководно-шельфовых. По значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ характеризуются небольшим разбросом от 2.7 до 4.3‰ и от 25.7 до 26.9‰ соответственно.

Визейские (С_{1в}) отложения охарактеризованы в нескольких скважинах, однако нижевизейские породы представлены фрагментарно и их возрастная привязка неоднозначна. В сухопутной части Тимано-Печорского НГБ между турнейским и визейским ярусами развито стратиграфическое несогласие (Малышева и др., 1998), которое фиксирует перерыв в осадконакоплении различной длительности в разных частях бассейна. Установлены два типа разрезов переходных отложений: терригенно-карбонатный, когда нижний подъярус визейского яруса представлен терригенной пачкой, и карбонатный, когда нижний подъярус либо отсутствует, либо частично представлен карбонатными отложениями. В рассматриваемых скважинах присутствуют оба типа разреза. Однако самая нижняя пачка карбонатного разреза в скв. В-1 крайне дискуссионна по стратиграфической принадлежности.

Верхневизейские (С_{1в2}) карбонатные отложения биостратиграфически обоснованы и изучены во всех рассматриваемых скважинах, кроме скв. А-1. Среди них преобладают группы мелководно-шельфовых известняков и смешанных известково-доломитовых пород и литорально-супралиторальных смешанных пород и доломитов. Разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во всех скважинах сходен: $\delta^{13}\text{C}$ от -0.3 до 2‰, $\delta^{18}\text{O}$ – от 23.4 до 27.7‰. Однако отмечается один положительный экстремум $\delta^{13}\text{C}$ до 4.2‰. Ему соответствует и положительный экстремум $\delta^{18}\text{O}$. Кроме того, выше по разрезу присут-

ствуют еще два экстремума $\delta^{18}\text{O}$, достигающие 32.7 и 33.4‰. Следует отметить, что большинство экстремальных значений характерно для сульфатсодержащих известково-доломитовых пород и доломитов. Сульфаты присутствуют в виде примеси в микритовом матриксе и (или) в виде аутигенных образований в пустотах.

Важно подчеркнуть, что нижняя пачка нижнего интервала керна визейского разреза в скв. В-1 имеет неоднозначную биостратиграфическую привязку и отличается изотопными и литологическими свойствами как от перекрывающих обоснованно верхневизейских отложений, так и от подстилающих турнейских отложений других скважин. Она сложена сферово-сгустковыми бактериально-водорослевыми чистыми известняками с многочисленными порами, залеченными кристаллическим кальцитом. Они отнесены к группе органогенных построек типа водорослевых холмов в пределах литоральной зоны. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ изменяются в узких пределах: 0.2–0.4 и 22.9–24.2‰ соответственно.

Башкирско-московские (С_{2б-т}) отложения. Охарактеризованы в скважинах М-2 и Д-1 девятью и пятью образцами соответственно. В них преобладают чистые известняки типа пакстоунов и грейнстоунов, сформированные в зонах мелководного шельфа и отмелей. Возраст этих отложений обоснован комплексами фораминифер. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ отчетливо нарастают снизу вверх по разрезу от -1 до 3.3‰. Отрицательные значения установлены в двух образцах из низов башкирского яруса в скв. Д-1. Изменения величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ более хаотичны и подвержены резким вариациям, достигающим 3.0–4.4‰.

Вышележащие отложения касимовского и гжельского ярусов верхнего карбона (С_{2к-г}). Изучены по всем скважинам, кроме скв. В-1. Их возраст определен по комплексам конодонтов касимовского возраста и фораминифер гжельского возраста. Здесь продолжается тренд утяжеления $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, достигающий 6‰ в самых верхах разреза карбона. Хотя этот интервал хорошо охарактеризован данными по разным скважинам, фациальным и тектоническим зонам, все значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ находятся в узком коридоре. Отмечается лишь один яркий

отрицательный экскурс (около 5‰) в нижней части гжелского яруса. При этом $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ резко утяжеляется. Изменения величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ сходны с изменениями башкирско-московских отложений – наличием частых экскурсов в 3–4‰. Тем не менее наблюдается общий тренд убывания значений от 28.3 до 24.1‰. Лишь два образца из верхов разреза отличаются значениями, превышающими 30%.

Нижнепермские ассельские и сакмарские отложения (P_{1a}–s). Представлены в двух изученных скважинах: скв. П-1 и А-1. В первой доминируют фации мелководных отмелей и органогенных построек. По комплексу фораминифер их возраст определяется как ассельский. В скв. А-1 преобладают относительно глубоководные и реже шельфовые мелководные отложения. Предполагается, что разрез скв. А-1 может наращивать сверху разрез скв. П-1. При этом изотопный состав углерода обеих скважин отличается близкими высокими значениями – 5.3–5.8‰. Отмечается один отрицательный экскурс до 3.5‰ на рубеже ассельского и сакмарского веков. Кислород при этом утяжеляется.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные анализировались с позиций возможных факторов формирования изотопного состава углерода и кислорода изучаемых отложений, среди которых рассматривались минеральный состав, фации, постседиментационные изменения и стратиграфическое положение. На рис. 3 показан график в координатах $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}/\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, построенный по четырем соответствующим выборкам. Несмотря на некоторое перекрытие полей, они отражают доминирующее влияние того или иного фактора.

Фактор минерального состава отложений

Анализ графика с позиций минерального состава (см. рис. 3а) показывает, что известняки (литотип 1), смешанные известняки доломитовые (литотип 3) и глинисто-известковые (литотип 5) породы в основном находятся в поле со значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -1...6$ ‰ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}} < 28$ ‰, тогда как доломиты (литотип 2) и известковые доломиты из группы смешанных пород (литотип 3) отличаются смещением в поле отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -6.0...0.1$ ‰, а по значениям величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ они обнаруживают разброс: от облегченных (23.5‰) до утяжеленных (30‰).

Третье поле со значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от -0.3 до 4.2‰ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ выше 30‰ образовано сульфатсодержащими породами (литотип 4): доломитами и известково-доломитовыми породами. При этом поля доломитовых и сульфатсодержащих пород наращивают друг друга, ограничиваясь сверху трендом прямой зависимости, в который попадают подержанные вторичной переработке породы.

Считается, что тренды прямой зависимости связаны со вторичными преобразованиями и, соответственно, определяющим постседиментационным влиянием (Hudson, 1977; Qie et al., 2011; Ерофеевский, Журавлев, 2019). Однако среди образцов, попадающих в этот тренд, присутствуют как полностью перекристаллизованные разности, так и породы с отчетливыми первичными текстурными признаками, что не позволяет рассматривать этот тренд полностью как результат вторичных преобразований. Вероятно, он отражает лишь существенную роль постседиментационных процессов в формировании пород.

Фациальный фактор

Рис. 3б с выборками по фациальному составу показывает, что все нормально-морские фации (группы 1–4), представленные преимущественно известковыми породами, располагаются в пределах основного поля с большим разбросом значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$. При этом биогермные отложения отличаются наиболее низкими показателями $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (от 22.9 до 25.8‰) и разбиваются на две группы по значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$: 0.2–0.4‰ характерны для иловых холмов визейского возраста, 5.4–6.0‰ – для органогенных построек ассельско-сакмарского возраста. Относительно глубоководные отложения (группа 1) с повышенным содержанием глинистого материала утяжеляются по значениям $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ до 27.4–28.5‰.

Группы литорально-лагунных и супралиторальных фаций, объединяющие отложения полуизолированных водоемов с ограниченным водообменом, также отличаются большим разбросом значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, по соотношению которых обособляются два поля. Однако важно отметить, что часть образцов из обоих полей попадает в тренд прямой корреляции. Это рассматривается как существенное влияние постседиментационных процессов. Одно поле – сульфатсодержащие породы. Для него характерны самые высокие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (более 30‰), что может указывать либо на эвапоритовый характер бассейна седиментации, либо на “реликтовый” состав поровых вод, определивших формирование вторичных сульфатов в породах. Постседиментационные сульфатные образования, скорее всего, связаны с проникновением растворов из перекрывающих ангидритовых толщ.

Другое поле характеризуется отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и относительно пониженными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, не превышающими 30‰. Одновременное облегчение изотопов углерода и кислорода дает основание предполагать, что в это поле попадают породы, сформированные в условиях опреснения (Keith, Weber, 1964; Saltzman, Thomas, 2012). То, что часть из них характеризуется прямой корреляцией $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, может свидетель-

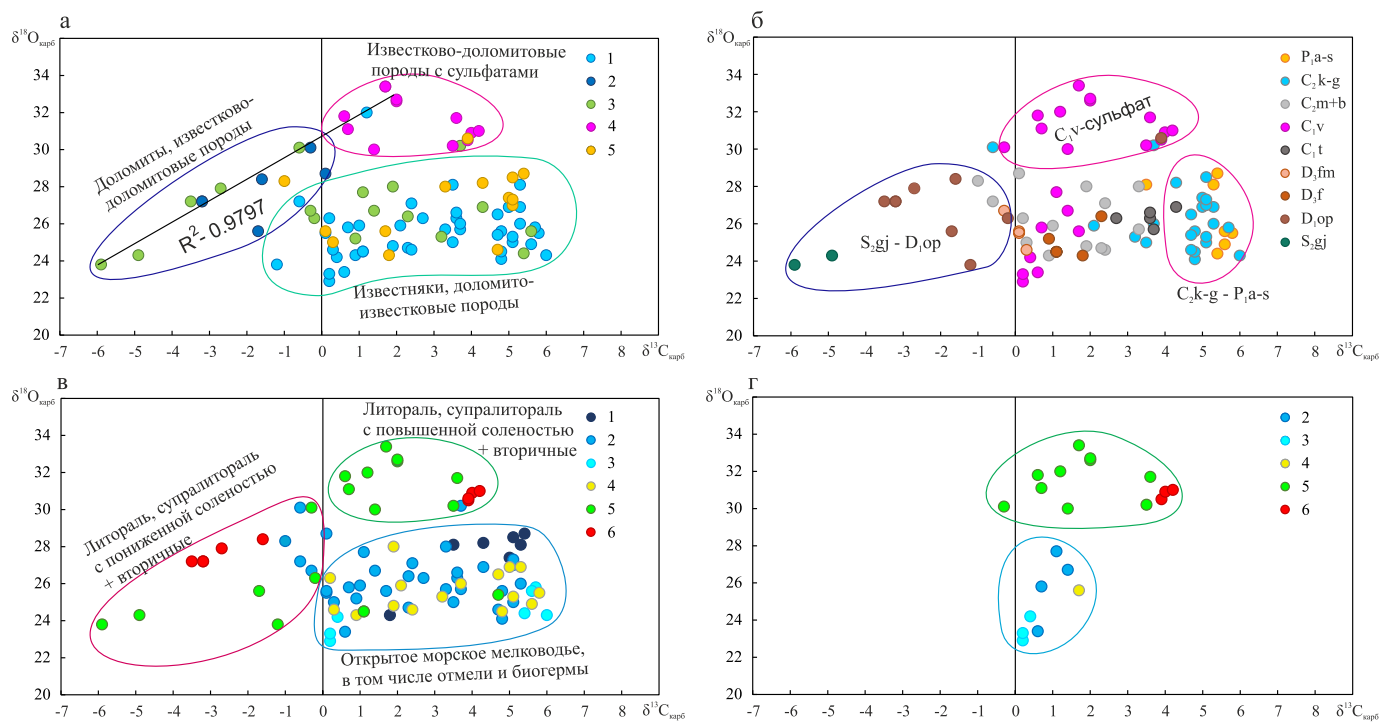


Рис. 3. Соотношение изотопов углерода и кислорода в изучаемых образцах по выборкам.

а – вещественный состав: 1 – известняки (более 80% CaCO_3), 2 – доломиты (более 80% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), 3 – известняки доломитовые и доломиты известковые, 4 – сульфатизированные известково-доломитовые породы, 5 – смешанные глинисто-(кремнисто)-карбонатные породы с повышенным содержанием н. о. (18–60%); б – стратиграфическое положение; в – фациальный состав: 1 – относительно глубоководные шельфовые, 2 – открытые мелководные шельфовые, 3 – биогермальные, 4 – отмельные, 5 – приливно-отливные и лагунные, 6 – супралиторальные и субаэральные; г – фации C_{1v} , условные обозначения см. на рис. 3б.

Fig. 3. The ratio of carbon and oxygen isotopes in the studied samples.

а – mineral composition: 1 – limestones (more than 80% CaCO_3), 2 – dolomites (more than 80% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), 3 – dolomitic limestones and calcareous dolomites, 4 – sulfatized calcareous-dolomitic rocks, 5 – mixed clay (siliceous)-carbonate rocks with a high content of insoluble residue (18–60%); б – stratigraphy; в – facies: 1 – relatively deep-sea shelf, 2 – open marine shallow shelf, 3 – biohermal, 4 – shoals, 5 – intertidal and lagoon, 6 – supratidal and subaerial; г – facies C_{1v} (see legend on Fig. 3б).

ствовать о существенном влиянии постседиментационных процессов. По мнению (Saltzman, Thomas, 2012), коррелируемое уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ обычно характеризует образцы, испытавшие влияние пресноводного диагенеза (диа- и катагенеза). В любом случае формирование изотопного состава карбонатных отложений рассматриваемых фаций, вероятно, происходило в условиях смешения первичного осадочного карбонатного материала и постседиментационного (образованного или перекристаллизованного в диагенезе и катагенезе) карбоната. При этом осадконакопление и вторичные процессы, видимо, протекали в условиях пониженной солености, или опреснения.

Совершенно очевидно, что фациальный и минеральный факторы тесно связаны, но именно фациальный фактор является определяющим. В частности, наиболее чистые известковые осадки и постройки формируются в условиях мелкого открытого шельфа и облегчены по $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ сравнительно

с более глубоководными депрессионными фациями. При этом более изолированные литоральные и лагунные фации отличаются более магниезальным составом, вплоть до чистых доломитов, а часто и более глинистым составом отложений.

Постседиментационный фактор

Постседиментационные преобразования осадков обычно представлены совокупностью стадийных и наложенных процессов. Однако в карбонатных отложениях в отличие от терригенных сложено обособляются стадийные (диа- и катагенетические) процессы. Диагенетические преобразования тесно связаны с собственно седиментационными обстановками или предопределены ими. Катагенетические изменения не имеют четких прямых признаков, которые могли бы быть формализованы в графических построениях. Поэтому диагенетические преобразования нами рассмотрены

совместно с седиментационными, а влияние катагенетических изменений оценено как раз на основании изотопных данных: как проявление общего тренда облегчения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ вниз по разрезу палеозоя и тренда прямой зависимости $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ на графиках. Наиболее выражены эти изменения в силурийско-нижнедевонских отложениях.

В отличие от стадиальных наложенные инфильтрационные преобразования карбонатных пород, связанные с проникновением метеорных вод, обычно хорошо диагностируются в керне и выражаются карстованием, выщелачиванием, формированием специфической “пресноводной” цементации и инфильтрационной доломитизации, рядом других признаков (Esteban, Klappa, 1983; Махнач, 2000). В разрезах и по площади они, как правило, приурочены к зонам длительных перерывов осадконакопления и палеоразрывов.

В изученных разрезах наиболее ярко выражено стратиграфическое несогласие между лохковским (D_{1l}) и франкским (D_{3f}) ярусами. Оно связано с длительным предверхнедевонским перерывом в осадконакоплении, в свою очередь обусловленным структурной перестройкой территории Тимано-Печорского НГБ (Гецен и др., 1982; Малышева и др., 1998; Прищепа и др., 2011).

Интервал разреза (75 м) овинпармского горизонта (D_{1op}) лохковского яруса, выходящий под размыв, в скв. В-1 представлен в нижней части переслаиванием сублиторальных и собственно литоральных фаций, а в верхней части – преимущественно супралиторальными фациями, к которым отнесены и породы с признаками субаэральной переработки. Изотопный состав углерода значительно облегчен до $-0.2...-3.5\%$, при этом $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ изменяется от $26.3-28.4\%$. Между двумя этими пачками расположена пачка брекчиевидных пород с участками выщелачивания и обилием трещин, заполненных кальцитом.

Ранее проведенные детальные исследования трех скважин этой же площади (Майдль и др., 2018) обосновали определяющую роль субаэральных гипергенных и инфильтрационных процессов в формировании пород, подстилающих несогласие. При этом величина изотопного утяжеления углерода непосредственного ниже зоны размыва резко снижается по сравнению с перекрывающими осадками до отрицательных значений ($-2.32...-6.00\%$). Это подтверждает обоснованное разными исследователями облегчение углерода карбонатов в зонах седиментационного опреснения, экзогенного выщелачивания (Силаев, Хазов, 2003) и инфильтрационных пресноводных систем (Keith, Weber, 1964; Saltzman, Thomas, 2012; Махнач, 2000).

Облегчение углерода в верхах изученного разреза нижнедевонских отложений также можно рассматривать как проявление инфильтрационных процессов, связанных с региональным размывом и

перерывом. Следует отметить положительный экскурс значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в образце из пачки брекчиевидной трещиноватой породы (см. рис. 2, табл. 1, 2). Несмотря на дискуссионность природы этого экскурса, нами он интерпретируется как результат палеокарстовых процессов, последующего обрушения и внедрения перекрывающих отложений, которые, возможно, отсутствуют сейчас в разрезе нижнего девона или даже франского яруса.

Облегчение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в основании верхневизейской и башкирской карбонатных толщ также может быть связано с предвизейским и предбашкирским несогласиями и размывами в условиях опреснения. Предвизейский и предбашкирский перерывы гораздо менее длительные по сравнению с предверхнедевонским, тем не менее имеют региональный характер (Малышева и др., 1998). Формирование региональных несогласий обычно обусловлено значимыми относительными падениями уровня моря, которые, в свою очередь, бывают вызваны либо глобальными эвстатическими событиями, либо региональными тектоническими процессами поднятия территории.

Стратиграфический фактор

График зависимости $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (см. рис. 3в) с возрастными выборками показывает обособление образцов S-D₁ возраста в зоне с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и образцов C₂k-g – P₁a-s возраста – в зоне с наиболее высокими положительными значениями по $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Кроме них четко обособляется повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ поле сульфатсодержащих, преимущественно визейских пород. Все остальные образцы D₃–C₂m отложений находятся между ними.

Данные по визейским отложениям ввиду их представительности в разных скважинах и контрастности значений были выделены в отдельный график (см. рис. 3г). Разброс значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ во всех скважинах сходен. При этом по $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ отчетливо обособляются два поля: первое – от 23 до 27‰, второе – от 30.0 до 33.4‰. Первое объединяет образцы нормально-морских мелководных отложений, в том числе отмельных и биогермных, второе – образцы литоральных и супралиторальных отложений. Этот пример позволяет сделать вывод, что по соотношению $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ контрастность фаций наиболее наглядно может быть проявлена при сопоставлении пород одного стратиграфического уровня. В свою очередь, стратиграфическая изменчивость максимально проявляется при сопоставлении однотипных фаций.

Однако в целом стратиграфическая зависимость, когда толщи разного геологического возраста четко индивидуализируются по значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, вероятно, объясняется интегральным влиянием локальных фациального и постседимента-

ционного факторов, контролируемых глобальными факторами. При этом глобальные факторы уже “заложены” в самом стратиграфическом подразделении осадочной оболочки, так как обособление каждой эры, периода и эпохи основывается на естественно-исторических этапах развития Земли.

Соотношение локальных и глобальных факторов

В литературе широко обсуждается связь стратиграфического распределения значений изотопного состава углерода и кислорода карбонатов с глобальными процессами изменения климата и уровня Мирового океана (Галимов, 1968, 2016; Юдович, Кетрис, 2010; Grossman, 2012; Saltzman, Thomas, 2012; Реймерс и др., 2013; Zhao et al., 2017; Кулешов и др., 2019). Считается, что углерод, менее подверженный постседиментационным изменениям, лучше подходит для глобальных корреляций. Чтобы примерно оценить эффект влияния локальных факторов на глобальные процессы, было выполнено сопоставление полученных данных с “глобальной кривой” изменений изотопного состава углерода (Saltzman, Thomas, 2012), построенной на основе большого количества данных из разных частей света.

В рассматриваемом нами палеозойском разрезе наиболее детально изучены девонско-нижнепермские отложения. Их сопоставление с “глобальной кривой” показало, что некоторые интервалы разреза хорошо укладываются в глобальные закономерности, а другие – значительно отличаются от них. Последнее трактовалось как преобладающее влияние локальных факторов.

Девонский интервал, как было отмечено ранее, в изученных разрезах представлен нижним и верхним отделами, между которыми фиксируется значимое стратиграфическое несогласие. Сравнение с “глобальной кривой” (рис. 4) показало существенное облегчение изученных нижнедевонских образцов из верхов овинпармского горизонта (D₁op). Это трактуется как определяющее влияние локального фактора, вероятно связанного с инфильтрационными процессами в зоне регионального предверхнедевонского размыва.

Несмотря на небольшое количество проанализированных верхнедевонских образцов, сопоставление полученных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ с глобальными данными свидетельствует об их относительно хорошем соответствии. Однако ни один из изученных образцов не попал в зоны положительных экскурсов на рубеже франского и фаменского ярусов, и в верхней части фаменского яруса.

Каменноугольно-нижнепермский интервал наиболее полно охарактеризован по всем ярусам (рис. 5), за исключением терригенных нижневизейских и сульфатных серпуховских отложений. В верхневизейском интервале отмечаются наибо-

лее значимые отклонения от “глобальной кривой” (см. рис. 5) в сторону как уменьшения, так и увеличения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. При этом, как и на “глобальной кривой”, преобладают положительные величины. Синхронно изменяются значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, достигая максимальных в палеозойском разрезе значений (более 30‰). Одновременное утяжеление изотопного состава углерода и кислорода в известково-доломитовых породах “с сульфатами” показывает, что климат имел тренд на аридизацию, достигнув максимума в серпуховское время. Формирование вторичных сульфатов в верхневизейских породах, вероятно, связано с влиянием на состав поровых вод перекрывающих серпуховских эвапоритовых отложений.

Отмеченная дискуссионная нижняя пачка нижнего интервала керна визейского разреза в скв. В-1 с неоднозначной биостратиграфической привязкой имеет черты сходства с турнейским интервалом на “глобальной кривой”, что не исключает ее поздне-турнейский возраст.

В двух образцах башкирского яруса в скв. Д-1 установлены отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, что вполне соответствует глобальной кривой для карбона, где отрицательный экскурс отмечается именно в низах башкирского яруса (Saltzman, Thomas, 2012). Отмеченное предбашкирское несогласие, вероятно, связано с глобальным эвстатическим событием.

Несмотря на некоторое смещение локальной кривой касимовско-нижнепермского интервала в сторону увеличения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, следует отметить ее относительное соответствие “глобальной кривой”. Это может рассматриваться как определяющая роль глобальных факторов на данном этапе. Важнейшим из них принято считать наступление эпизодов оледенения в конце карбона – ранней перми. Однако характерное для этапов оледенений снижение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и повышение $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (Grossman, 2012; Реймерс и др., 2013; Галимов, 2016) фиксируются только в конце касимовско-гжельского этапа и на рубеже ассельского и сакмарского веков. Большая часть гжельско-ассельского интервала характеризуется утяжелением $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и облегчением $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, что больше соответствует периодам глобальных подъемов уровня моря (Zhao et al., 2017).

Нефтенасыщенные образцы из гжельско-нижнепермского интервала разреза отличаются несколько повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ по сравнению как с непродуктивными образцами того же интервала, так и с глобальной кривой, что может интерпретироваться как влияние залежи углеводородов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования изотопного состава верхнесилурийско-нижнепермских карбонатных отложений морской части Тимано-Печорского бассейна по-

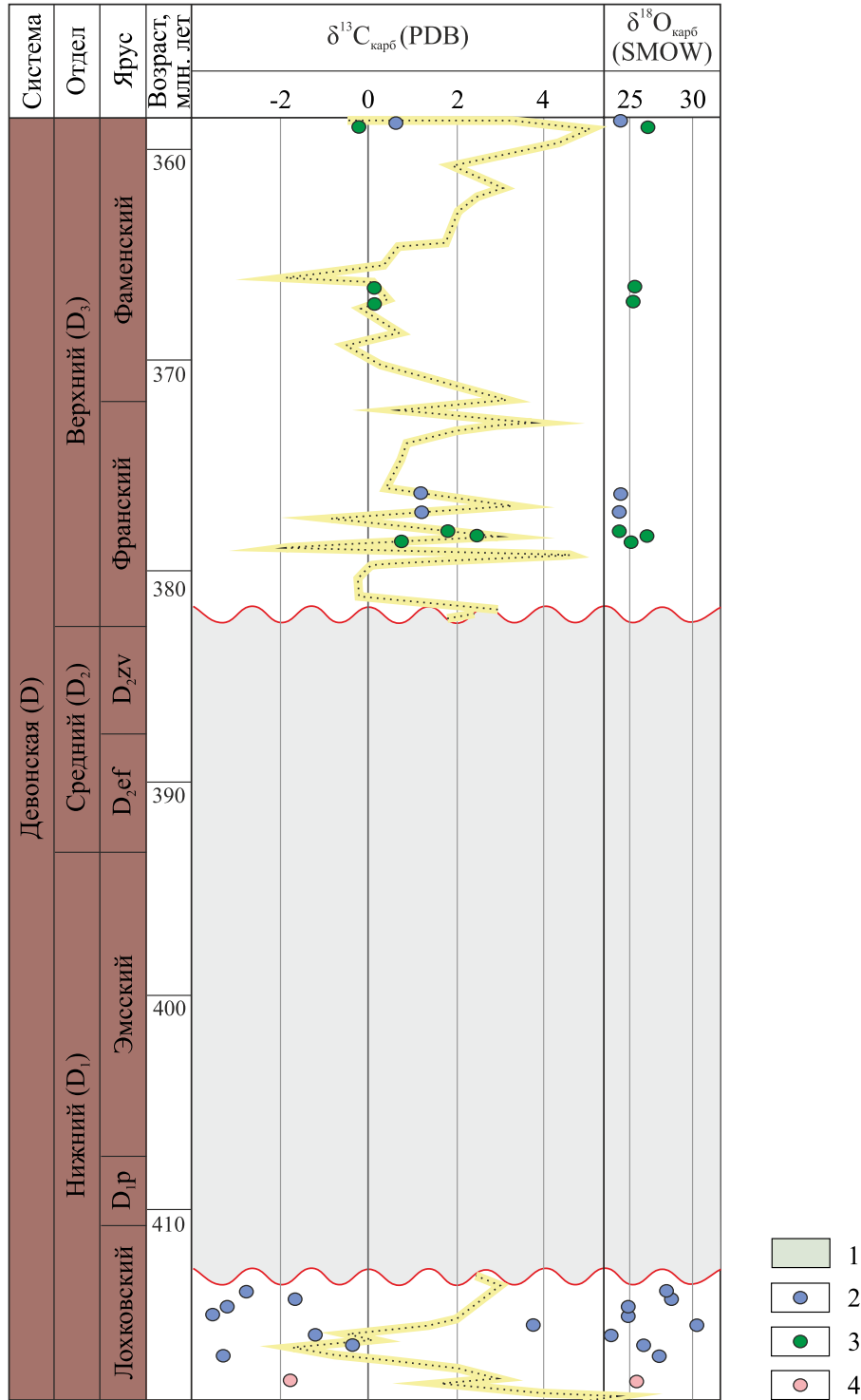


Рис. 4. Сопоставление полученных данных изотопного состава пород с глобальной хроностратиграфической кривой изменения величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Девонский интервал.

1 – стратиграфическое несогласие на изучаемой территории; 2–4 – данные по скважинам: 2 – В-1, 3 – Д-1, 4 – М-2. Здесь и на рис. 5 стратиграфическая колонка, возраст и схематизированная (авторами) кривая (желтый пунктир) – по данным (Saltzman, Thomas, 2012).

Fig. 4. Comparison of studied isotopic composition of rocks with global chronostratigraphic curve of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variations. Devonian interval.

1 – stratigraphic unconformity in the study area; 2–4 – data in wells: 2 – В-1, 3 – Д-1, 4 – М-2. Here and in Fig. 5 stratigraphic column, age and global curve (Saltzman, Thomas, 2012) schematized (yellow dotted line) by authors.

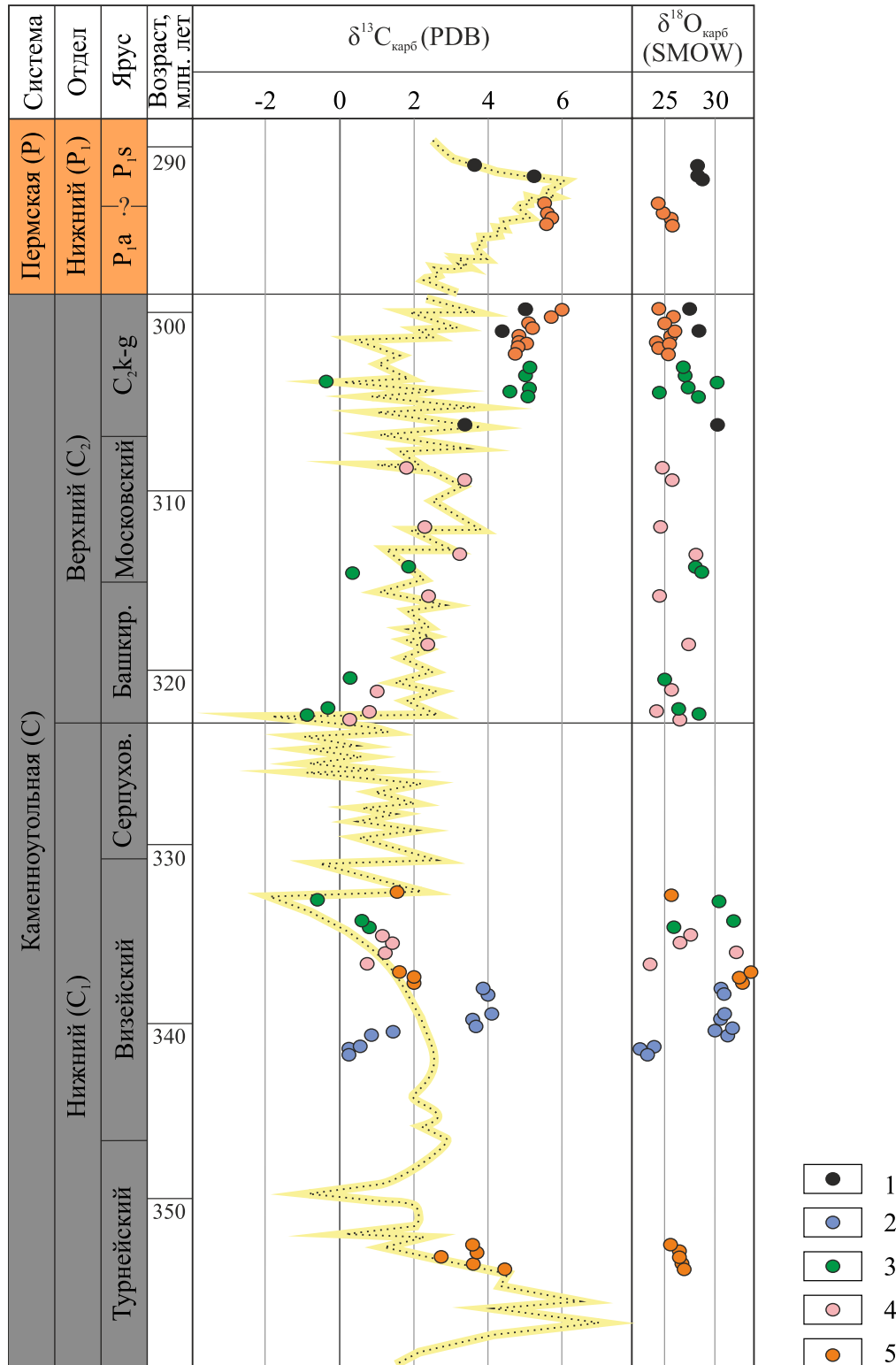


Рис. 5. Сопоставление полученных данных изотопного состава пород с глобальной хроностратиграфической кривой изменения величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, Каменноугольно-пермский интервал.

Данные по скважинам: 1 – А-1; 2 – В-1; 3 – Д-1; 4 – М-2; 5 – П-1.

Fig. 5. Comparison of studied isotopic composition of rocks with global chronostratigraphic curve of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variations. Carboniferous – Early Permian interval.

Data in wells: 1 – А-1; 2 – В-1; 3 – Д-1; 4 – М-2; 5 – П-1.

зволяют сделать выводы о закономерностях распределения в разрезе пород с различными изотопными характеристиками и высказать предположения о факторах, контролировавших изотопный состав углерода и кислорода.

1. Снизу вверх по разрезу фиксируется последовательное утяжеление изотопного состава углерода: от -5.9‰ в S_2 до 6.0‰ в P_1a-s . В силурийско-нижнедевонских отложениях доломитового и известково-доломитового состава доминируют отрицательные значения. Наиболее низкие из них, вероятно, фиксируют влияние инфильтрационных процессов в зоне предверхнедевонского несогласия. Резкое утяжеление изотопного состава углерода в касимовско-раннепермских отложениях, вероятно, связано с глобальными процессами повышения уровня моря.

2. Вариации изотопного состава карбонатного кислорода представлены более частыми, но не менее резкими экскурсами величины $\delta^{18}O_{\text{карб}}$ на фоне отсутствия общего тренда по разрезу. Самыми выразительными изменениями значений характеризуется каменноугольный интервал, что связано с разнообразием литотипов и фациальных обстановок образования карбонатных осадков этого возраста.

3. Возможности использования полученных результатов изотопных исследований для фациальной диагностики пород на данном этапе представляются ограниченными ввиду значительной роли постседиментационных процессов в формировании пород. Тем не менее по соотношению изотопов углерода и кислорода отчетливо обособляются три «фациальных» поля. Одно соответствует группам нормально-морских фаций (1–4), преимущественно известкового состава. Два других поля включают группы фаций полуизолированных водоемов (5, 6), различаясь составом пород и изотопными свойствами углерода и кислорода. Это дает основание предположить, что их формирование и постседиментационная переработка проходили в условиях пониженной либо повышенной солености.

4. Контрастность фаций по соотношению $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}O_{\text{карб}}$ наиболее наглядно выражена при сопоставлении пород одного стратиграфического уровня. В свою очередь, стратиграфическая изменчивость максимально проявляется при сопоставлении однотипных фаций.

5. Определяющими факторами формирования изотопного состава пород представляются условия осадконакопления и постседиментационные процессы, которые тесно связаны между собой. Среди постседиментационных процессов наиболее выражено влияние наложенных инфильтрационных процессов.

6. Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород представляется важным инструментом фациальных реконструкций

и стратиграфической корреляции, однако требует статистически более представительных наборов данных и максимально детальных фациальных и стратиграфических исследований.

Благодарности

Авторы выражают огромную благодарность заведующему Лабораторией геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН чл.-корр. РАН Б.Г. Покровскому и сотрудникам М.П. Арефьеву и О.Л. Петрову за организацию и выполнение исследований изотопного состава углерода и кислорода, ценные рекомендации по их интерпретации; сотрудникам ВНИГНИ и Апрельевского отделения Д.А. Асташкину, А.С. Стреж, А.С. Капрановой, И.Н. Гороховой; сотрудникам «НК «Роснефть» – НТЦ» в г. Краснодаре А.В. Пучковой, Е.А. Овсянниковой и О.З. Андрущенко за подготовку керн и выполнение аналитических исследований; сотрудникам геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова канд. геол.-мин. наук Ю.А. Гатовскому и Т.Н. Исаковой за проведение биостратиграфических исследований, сотруднику Института геологии КНЦ РАН канд. геол.-мин. наук Т.В. Майдль за полезные рекомендации при обсуждении материалов. Авторы благодарны коллегам по работе В.А. Никитиной и В.А. Никишину за организацию и поддержку работ по изучению керн. Особую признательность хотелось бы выразить д-ру геол.-мин. наук Я.Э. Юдовичу за ценные рекомендации, общую поддержку и редакционные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2015) Ассоциации ооидов и строма-толитов – стресс для бентосных экосистем. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 19-25. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2015-3-19-25>
- Антошкина А.И., Шмелева Л.А., Леонова Л.В., Добрецова И.Г., Смолева И.В. (2021) Генетически разные органогенные постройки в изотопных величинах $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$. *Вестн. геонаук*, 11(323), 27-42. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.11.3>
- Безнослова Т.М., Матвеев В.А., Шамсутдинова Л.Л. (2020) Новые данные по стратиграфии и обновленная схема корреляции верхнего ордовика и силура Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и севера Урала. *Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сер.: Науки о Земле*, 46(6), 75-89. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-6-75-89>
- Безнослова Т.М., Мянник П., Майдль Т.В. (2006) Стратиграфический объем и строение Яптикнырдской свиты верхнего Ордовика Приполярного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 11-15.
- Беляев А.А., Кулешов В.Н. (1994) Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Карской зоны Пай-Хоя. *Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, вып. 84, 71-84.
- Галимов Э.М. (1968) Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 226 с.
- Галимов Э.М. (2016) Периоды оледенений и нефтеобразования в ранней истории Земли: общая причина. *Биосфера*, 8(2), 134-142.
- Гецен В.Г., Дедеев В.А., Запорожцева И.В., Кузне-

- цов А.Г., Малышев Н.А., Рыжов И.Н., Тимонин Н.И., Удот Г.Д., Юдин В.В. (1982) Структура платформенного чехла Европейского севера СССР. Л.: Наука, 200 с.
- Дегенс Э.Т. (1971) Распределение устойчивых изотопов в карбонатах. *Науки о земле, т. 30: Карбонатные породы: физико-химическая характеристика и методы исследования, т. 2*. М.: Мир, 141-153.
- Ерофеевский А.В., Журавлев А.В. (2019) Перспективы использования изотопно-стратиграфического метода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) для корреляции верхнедевонско-каменноугольного интервала востока Тимано-Печорской провинции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **14**(1), 7-17. <https://doi.org/10.17353/2070-5379/9> 2019
- Журавлев А.В. (2023) Изотопный состав углерода раннефаменских конодонтов и карбонатов ижемской свиты (Южный Тиман). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **18**(3), 1-19. <https://doi.org/10.17353/2070-5379/35> 2023
- Инкина Н.С. (2024) Изотопный состав углерода и кислорода нижнепермских карбонатных пород лосиноостровской свиты (Приполярный Урал, р. Кожым). *Вестн. геонаук*, (3), 3-14. <https://doi.org/10.19110/geov.2024.3.1>
- Кулешов В.Н. (2001) Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщ. 1. Седиментогенез и диагенез. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 491-508.
- Кулешов В.Н. (2013) Марганцевые породы и руды геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 508 с.
- Кулешов В.Н., Арефьев М.П., Покровский Б.Г. (2019) Изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) континентальных карбонатов из отложений рубежа перми и триаса северо-востока Русской плиты: палеоклиматические и биотические причины, хеостратиграфия. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 568-591.
- Майдль Т.В., Безносков П.А. (2011) Изотопный состав карбонатного углерода и кислорода и распределение стронция в разрезе нижнего фамена по р. Ижма (Южный Тиман). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (4), 4-8.
- Майдль Т.В., Жемчугова В.А., Наумчев Ю.В. (2018) Геохимические предпосылки выделения предфранского несогласия в девонском разрезе Тимано-Печорского осадочно-породного бассейна. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (9), 30-38. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-30-38>
- Майдль Т.В., Котик И.С. (2017) Литолого-геохимическая характеристика проявления силурийского изотопного события Мульде в разрезе р. Падымейтывис (поднятие Чернова). *Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Мат-лы Всерос. научн. конф. с междунар. уч.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 105-107.
- Малышева Е.О., Суханов Н.В. (1986) Особенности изотопного состава углерода и кислорода карбонатных цементов песчаников Печорского нефтегазоносного бассейна. *Тез. докл. Всесоюзного геологического симпозиума по геохимии изотопов*. М., ГЕОХИ, 230-231.
- Малышева Е.О., Вольфович Е.М., Горбунова С.А., Никифорова О.Г., Никишин В.А. (2020) Условия формирования позднепалеозойских и мезозойских отложений российского сектора Баренцева моря по результатам седиментологических исследований. *Нефтяное хозяйство*, (4), 10-16. <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2020-4-10-16>
- Малышева Е.О., Жемчугова В.А., Майдль Т.В. Малышев Н.А., Рябинкина Н.Н. (1998) Региональные несогласия и хроностратиграфия палеозойских отложений Печорского бассейна. *Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН, вып. 97: Геология горючих ископаемых европейского севера России*, 71-84.
- Матвеева Н.А. (2023) Изотопный состав и условия образования фаменских карбонатолитов Центрально-Хорейверской вала (Хорейверская впадина, Печорская плита). *Вестн. геонаук*, (11), 37-47. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.11.4>
- Махнач А.А. (2000) Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 255 с.
- Прищеп О.М., Богацкий В.И., Макаревич В.Н., Чумакова О.В., Никонов Н.И., Куранов А.В., Богданов М.М. (2011) Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **6**(4), 1-33.
- Реймерс А.Н., Алексеев А.С., Ермакова Ю.В. (2013) Позднекаменноугольно-раннепермские климатические колебания и биотические события. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **88**(1), 41-48.
- Розьянский К., Гонфьянтини Р. (1990) Изотопы в климатологических исследованиях. *Бюлл. МАГАТЭ*, (4), 10-16.
- Силаев В.И., Хазов А.Ф. (2003) Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенеза-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Сыктывкар: Геопринт, 41 с.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П. (1973) Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 256 с.
- Теплов Е.Л., Костыгова П.К., Ларионова З.В., Беда И.Ю., Довжикова Е.Г., Куранова Т.И., Никонов Н.И., Петренко Е.Л., Шабанова Г.А. (2011) Природные резервуары нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции. СПб: ООО "Реноме", 286 с.
- Юдович Я.Э. (1988) Аномальное облегчение изотопного состава органического углерода в древних черных сланцах. *Горючие сланцы*, **5**(2), 147-151.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. (1998) Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 366 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2010) Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария. *Биосфера*, **2**(2), 231-246.
- Юдович Я.Э., Суханов Н.В. (1984) Изотопно-аномальные карбонаты в палеозойских черных сланцах Пай-Хоя. *Докл. АН СССР*, **275**(2), 445-449.
- Basharan M. (2011) Environmental Isotope Geochemistry: Past, Present and Future. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Berlin: Heidelberg, 3-10. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8_1
- Clayton R.N., Degens E.T. (1959) Use of carbon isotope analysis of carbonates in differentiating freshwater and marine sediments. *Bull. AAPG*, **43**(4), 890-897.
- Esteban M., Klappa C.F. (1983) Subaerial exposure envi-

- ronment. *Carbonate depositional environments. AAPG Mem.*, **33**, 1-54.
- Grossman E.L. (2012) Oxygen Isotope Stratigraphy. *The Geologic Time Scale*. Amsterdam: Elsevier, 181-206. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00010-X>
- Hudson J.D. (1977) Stable isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc.*, (133), 637-660. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.6.0637>
- Keith M.L., Weber J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**(11), 1787-1816. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)
- McCreat J.M. (1950) On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *J. Chem. Phys.*, **18**(6), 849-857. <http://doi.org/10.1063/1.1747785>
- Qie W.K., Zhang X.H., Du Y.S., Zhang Y. (2011) Lower Carboniferous carbon isotope stratigraphy in South China: Implications for the Late Paleozoic glaciation. *Sci. China Earth Sci.* **54**, 84-92.
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon Isotope Stratigraphy. *The Geologic Time Scale*. Amsterdam: Elsevier, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Swart P.K. (2015) The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, (62), 1233-1304. <https://doi.org/10.1111/sed.12205>
- Zhao Z., Wang J., Wan P. (2017) Carbon and oxygen isotope variation and its implication for marine sequence: A case study of Ordovician in Tarim basin. *Petrol. Res.*, (2), 281-290. <https://doi.org/10.1016/j.ptlrs.2017.02.002>
- bonates. *Earth Sciences*, v. 30: *Carbonate rocks: physico-chemical characteristics and research methods*, v. 2, 141-153. (In Russ.)
- Erofeevskii A.V., Zhuravlev A.V. (2019) Prospects of application of the isotopic stratigraphic method ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) for correlation of the Upper Devonian-Carboniferous interval in the east of the Timan-Pechora province. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **14**(1), 7-17. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2019
- Esteban M., Klappa C.F. (1983) Subaerial exposure environment. *Carbonate depositional environments. AAPG Mem.*, **33**, 1-54.
- Galimov E.M. (1968) Geochemistry of stable carbon isotopes. Moscow, Nedra Publ., 226 p. (In Russ.)
- Galimov E.M. (2016) Periods of glaciation and oil generation in the early history of the Earth: a common cause. *Biosfera (Russia)*, **8**(2), 134-142. (In Russ.)
- Getsen V.G., Dedeev V.A., Zaporozhtseva I.V., Kuznetsov A.G., Malyshev N.A., Ryzhov I.N., Timonin N.I., Udov G.D., Yudin V.V. (1982) Geological structure of the sedimentary cover of the European North of the USSR. Leningrad, Nauka Publ., 200 p. (In Russ.)
- Grossman E.L. (2012) Oxygen Isotope Stratigraphy. *The Geologic Time Scale*. Amsterdam, Elsevier, 181-206. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00010-X>
- Hudson J.D. (1977) Stable isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc.*, (133), 637-660. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.6.0637>
- Inkina N.S. (2024) Isotopic composition of carbon and oxygen of the Lower Permian carbonate rocks of the Losinoostrovsky formation (Circumpolar Urals, Kozhym River). *Vestn. geonauk*, (3), 3-14. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2024.3.1>
- Keith M.L., Weber J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**(11), 1787-1816. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)
- Kuleshov V.N. (2001) Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Report 1. Sedimentogenesis and diagenesis. *Litologiya i polez. iskopaemye*, (5), 491-508. (In Russ.)
- Kuleshov V.N. (2013) Manganese rocks and ores: isotope geochemistry, origin and evolution of ore formation. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 508 p. (In Russ.)
- Kuleshov V.N., Aref'ev M.P., Pokrovskii B.G. (2019) Isotope features ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of continental carbonates from the Permian-Triassic boundary deposits of the northeastern Russian plate: paleoclimatic and biotic causes, chemostratigraphy. *Litologiya i polez. iskopaemye*, (6), 568-591. (In Russ.)
- Maidl' T.V., Beznosov P.A. (2011). Carbon and oxygen isotope composition and the distribution of strontium in the Lower Famennian section of Izhma river (South Timan). *Vestn. IG Komi NTS UrO RAN*, (4), 4-8. (In Russ.)
- Maidl' T.V., Kotik I.S. (2017) Lithological and geochemical characteristics of the Silurian isotope event Mulde expression in the section of the Padyemityvis (Chernov's swell). *Geodynamics, matter, and ore genesis in the East European Platform and its folded framework. Proc. All-Russ. Sci. Conf. Syktyvkar, IG Komi NTS UrO RAN*, 105-107. (In Russ.)
- Maidl' T.V., Zhemchugova V.A., Naumchev I.U.V. (2018) Geochemical background for the identification of the pre-Frasnian unconformity in the Devonian section of

REFERENCES

- Antoshkina A.I. (2015) Ooid-stromatolite association – a stress for benthic ecosystems. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, (3), 19-25. (In Russ.) <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2015-3-19-25>
- Antoshkina A.I., Shmeleva L.A., Leonova L.V., Dobretsova I.G., Smoleva I.V. (2021) Genetically different organogenic build-ups in isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Vestn. geonauk*, **11**(323), 27-42. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2021.11.3>
- Basharan M. (2011) Environmental Isotope Geochemistry: Past, Present and Future. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Berlin, Heidelberg, 3-10. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8_1
- Belyaev A.A., Kuleshov V.N. (1994) Isotopic composition and origin of carbonate manganese ores of the Kara-Paikhoi zone. *Tr. IG Komi NTS UrO RAN*, vyp. 84, 71-84. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Shamsutdinova L.L. (2020) New data on stratigraphy and renewed correlation scheme of the Upper Ordovician and Silurian of Timan-Pechora oil and gas province and Northern Urals. *Izv. Komi NTS UrO RAN. Ser.: Nauki o Zemle*, **46**(6), 75-89. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-6-75-89>
- Beznosova T.M., Myannik P., Maidl' T.V. (2006). Depositional conditions and faunas in the Landoverly–Wenlock boundary interval (Chernov Swell). *Syktyvkar: Vestn. IG Komi NTS UrO RAN* (10), 11-15. (In Russ.)
- Clayton R.N., Degens E.T. (1959) Use of carbon isotope analysis of carbonates in differentiating freshwater and marine sediments. *Bull. AAPG*, **43**(4), 890-897.
- Degens E.T. (1971) Distribution of stable isotopes in car-

- the Timan-Pechora sedimentary basin. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (9), 30-38. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-30-38>
- Makhnach A.A. (2000) Stage analysis of lithogenesis. Minsk, BGU, 255 p. (In Russ.)
- Malysheva E.O., Sukhanov N.V. (1986) Specifics of the carbon and oxygen isotopic composition of sandstones carbonate cements in the Pechora oil and gas basin. *Tez. dokl. The All-Union Geological Symposium on Isotope Geochemistry*. Moscow, GEOKhI, 230-231. (In Russ.)
- Malysheva E.O., Vol'fovich E.M., Gorbunova S.A., Nikiforova O.G., Nikishin V.A. (2020) Depositional environments of Late Paleozoic and Mesozoic sediments of the Russian sector of the Barents Sea based on sedimentological studies. *Neftianoe khoziaistvo*, (4), 10-16. (In Russ.) <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2020-4-10-16>
- Malysheva E.O., Zhemchugova V.A., Maidl T.V., Malyshev N.A., Ryabinkina N.N. (1998). Regional unconformities and chronostratigraphy of Paleozoic deposits of Pechora basin. *Tr. IG Komi NTs UrO RAN, vyp. 97: Geology of fossil fuels of the European North*, 71-84. (In Russ.)
- Matveeva N.A. (2023) Isotopic composition and formation of the Famienian carbonatoliths of the Central Khoreyversky swell (Khoreyverskaya depression, Pechora Plate). *Vestn. geonauk*, (11), 37-47. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2023.11.4>
- McCreat J.M. (1950) On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *J. Chem. Phys.*, **18**(6), 849-857. <http://doi.org/10.1063/1.1747785>
- Prishchepa O.M., Bogatskii V.I., Makarevich V.N., Chumakova O.V., Nikonov N.I., Kuranov A.V., Bogdanov M.M. (2011) New view on the tectonic and oil and gas geological zoning of the Timan-Pechora oil and gas province. *Neftegazovaia geologiya. Teoriia i praktika*, **6**(4), 1-33. (In Russ.)
- Qie W.K., Zhang X.H., Du Y.S., Zhang Y. (2011) Lower Carboniferous carbon isotope stratigraphy in South China: Implications for the Late Paleozoic glaciation. *Sci. China Earth Sci.* **54**, 84-92.
- Rejmiers A.N., Alekseev A.S., Ermakova Yu.V. (2013) Late Carboniferous – Late Permian climatic fluctuations and biotic events. *Byul. MOIP. Otd. Geol.*, **88**(1), 41-48. (In Russ.)
- Rozian'skii K., Gonf'iantini R. (1990) Isotopes in climatological research. *Bull. MAGATE*, (4), 10-16. (In Russ.)
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon Isotope Stratigraphy. *The Geologic Time Scale*. Amsterdam, Elsevier, 207-232. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>
- Silaev V.I., Khazov A.F. (2003) Isotopic disproportionation of carbonate carbon in the processes of hypergenic-exogenous rearrangement of the Earth's crust matter. Syktyvkar, Geoprint Publ., 41 p. (In Russ.)
- Swart P.K. (2015) The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, (62), 1233-1304. <https://doi.org/10.1111/sed.12205>
- Teis R.V., Naidin D.P. (1973) Paleothermometry and oxygen isotopic composition of organogenic carbonates. Moscow, Nauka Publ., 256 p. (In Russ.)
- Teplov E.L., Kostygova P.K., Larionova Z.V., Beda I.Iu., Dovzhikova E.G., Kuranova T.I., Nikonov N.I., Petrenko E.L., Spabanova G.A. (2011) Natural reservoirs within oil and gas complexes of Timan-Pechora province. Saint Petersburg, Renome Publ., 286 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E. (1988) Anomalous lightening of organic carbon in ancient black shales. *Goriuchie Slantsy*, **5**(2), 147-151. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Belyaev A.A., Ketris M.P. (1998) Geochemistry and ore genesis of the black shales of the Pai Khoi. Saint Petersburg, Nauka Publ., 366 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2010) Carbon isotope ratios in the stratosphere and biosphere: four scenarios. *Biosfera*, **2**(2), 231-246. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Sukhanov N.V. (1984) Isotopically anomalous carbonates in Paleozoic black shales of Pai Khoi. *Dokl. AN SSSR*, **275**(2), 445-449. (In Russ.)
- Zhao Z., Wang J., Wan P. (2017) Carbon and oxygen isotope variation and its implication for marine sequence: A case study of Ordovician in Tarim basin. *Petrol. Res.*, (2), 281-290. <https://doi.org/10.1016/j.ptlrs.2017.02.002>
- Zhuravlev A.V. (2023) Carbon isotopic composition of Early Famienian conodonts and carbonates of the Izhma Formation (Southern Timan). *Neftegazovaia geologiya. Teoriia i praktika*, **18**(3), 1-19. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/35_2023