

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.54:550.42

ИЗОТОПИЯ (^{13}C , ^{18}O) КАРБОНАТОВ НИЖНЕПЕРМСКИХ ЭВАПОРИТОВ
ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ И ПРОДУКТОВ ИХ ГИПЕРГЕНННОГО ИЗМЕНЕНИЯ

Т.А. КАЛИНИНА, И.И. ЧАЙКОВСКИЙ

Горный институт УрО РАН
614007, Россия, г. Пермь, ул. Сибирская, 78а; e-mail: tatyanaak89@mail.ru

Изотопный состав углерода и кислорода первично-осадочных нижнепермских карбонатов близок к таковому карбонатов пермского цехштейнового бассейна Западной Европы и сакмарско-казанским отложениям востока Русской плиты. Локальные вариации ^{13}C и ^{18}O кунгурских доломитов обусловлены различной гидродинамической активностью и глубиной бассейна, а соликамских — неодинаковой интенсивностью испарения в прибортовой и приосевой частях впадины. Резкое отличие изотопного состава кунгурских и соликамских карбонатов обусловлено сменой регрессивного режима раннепермского бассейна на трансгрессивный, вызванного распреснением бассейна седиментации. Показано, что при гипергенезе изменения первично-осадочных доломитов в условиях семиаридного климата за счёт неоднократной инфильтрации атмосферных вод сформировались две группы продуктов. Первая представлена ячеисто-кавернозным реститогенным вторичным доломитом, обогащенным малоподвижным ^{13}C , а вторая — изотопно-лёгким по углероду и кислороду переотложенным кальцитом, выполняющим интерстиции во вторичном доломите.

Ключевые слова: литология; карбонаты; эвапориты; изотопия углерода и кислорода; гипергенез.

ISOTOPE COMPOSITION (^{13}C , ^{18}O) OF LOWER PERMIAN CARBONATES
OF PERMIAN PRE-KAMA AND PRODUCTS OF ITS HYPERGENIC ALTERATION

T.A. KALININA, I.I. CHAIKOVSKY

Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences
614007, Russia, Perm, Sibirskaya str, 78A; e-mail: tatyanaak89@mail.ru

Carbon and oxygen isotope composition of Lower Permian carbonates is similar to carbonates of the Permian Zechstein basin and Sakmarian-and-Kazanian dolomites of the east side of Russian platform. Local variations of ^{13}C and ^{18}O in the Kungurian dolomites are caused by its formation in basin with various hydrodynamic activity and depth. Solikamsk carbonates formed in basin with different evaporating rate in fringe and central zones. Difference of isotope structure of the Kungurian carbonates from the Solikamsk ones is caused by change of the regressive regimen of the early Permian basin to transgressive regimen that is caused by water basin demineralization. Hypergenesis of Lower Permian dolomites in the condition of semiarid climate and repeated infiltrations of atmospheric waters lead to formation of two product groups. The first is presented by secondary cavernous dolomite enriched by ^{13}C , and the second — reworked (neogenic) calcite enriched by ^{12}C and ^{16}O which filled interstices in secondary dolomite.

Key words: lithology, carbonate, evaporates, isotope of carbon and oxygen, hypergenesis

Пермский период представляет интерес как один из наиболее благоприятных для эвапоритового осадконакопления за всю историю палеозоя [3]. Уникальные масштабы испарительных процессов и проявившейся химической дифференциации привели к формированию мощных соленосных и сульфатоносных толщ, характеризующихся огромной площадью распространения. Одним из наиболее крупных эвапоритовых бассейнов пермского периода является Восточно-Европейский — галогенные отложения здесь развиты на площади свыше 1,5 млн. км² [3].

Длительная история изучения (более 170 лет) нижнепермского эвапоритового комплекса в Пермском Прикамье позволила в полной мере охарактеризовать его геологическое строение, литологические и минералогические особенности, провести палеогеографические реконструкции и оценить минерагенический потенциал [2, 4—6, 8, 22, 28,

Объект исследования

Нижнепермский эвапоритовый комплекс приурочен к восточной окраине Восточно-Европейской платформы и Предуральскому краевому прогибу и занимает почти 70 % площади Пермского края. В стратиграфическом отношении он охватывает верхнюю часть филипповской свиты филипповского горизонта и иренскую свиту иренского горизонта кунгурского яруса, а также нижнюю часть соликамской свиты соликамского горизонта уфимского яруса. В строении иренской свиты иренского горизонта выделяют [19] три карбонатные (неволинская, елкинская, тюйская) и четыре сульфатные (ледянопещерская, шалашнинская, демидковская, лунежская) пачки (табл. 1).

В соответствии с данными палеореконокструкций конца приуральской (ранней) эпохи [6, 11, 12, 22], в развитии раннепермского солеродного бассейна

Таблица 1

Стратиграфия и литология нижнепермских карбонатно-сульфатных эвапоритов (по [19])

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Пачка	Мощность, м	Литологический состав
Пермская	Нижний (приуральский)	Уфимский	Соликамский	Соликамская	Соляно-мергельная	15–160	Мергели, глинисто-карбонатно-сульфатная и мергель-гипсовая породы
		Кунгурский	Иренский	Иренская	Лунежская	46–74	Гипс/ангидрит
					Тюйская	4–14	Доломит
					Демидковская	25–30	Гипс/ангидрит
					Елкинская	2–4	Доломит
					Шалашнинская	12–35	Гипс/ангидрит
					Неволинская	До 3	Доломит
						До 6,5	Гипс/ангидрит
						До 4,5	Доломит
					Ледянопещерская	30–35	Гипс/ангидрит
			Филипповский	Филипповская		50–70	Доломит

32]. Однако комплексные литолого-минералогические и изотопно-геохимические исследования эвапоритов в пределах данной территории до сих пор не проводились.

В работе представлены результаты изотопных исследований первично-осадочных карбонатов нижнепермских эвапоритов Пермского Прикамья и продуктов их гипергенного изменения (вторичные доломиты). Полученные данные позволили выяснить не только генезис и процессы карбонатообразования в раннепермском солеродном бассейне, но и реконструировать некоторые особенности постседиментационных изменений доломитов.

Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН на аналитическом комплексе ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем в себя систему подготовки и ввода проб Gas Bench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage (аналитик И.В. Смолева).

на территории Пермского Прикамья можно выделить два этапа. На первом (кунгурский век) бассейн представлял собой мелководное солоноватоводное и солоноводное, периодически опресняющееся эпиконтинентальное море, которое к концу кунгурского века сохранилось лишь в пределах Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба, где осолонение вод достигло уровня садки калийных и калийно-магнелиевых солей (рис. 1, а). На втором этапе (соликамское время уфимского века) наступление моря с севера [6] привело к распреснению реликтовой кунгурской палеолагуны и постепенной ингрессии моря на восточную часть Восточно-Европейской платформы (рис. 1, б). Такие палеотектонические условия в раннепермское время обусловили меридиональную литолого-фациальную зональность эвапоритового разреза [19, 22] (рис. 2).

В связи с тем, что на территории края отсутствует единый разрез, вскрывающий всю толщу нижнепермских эвапоритов, нами было изучено пять

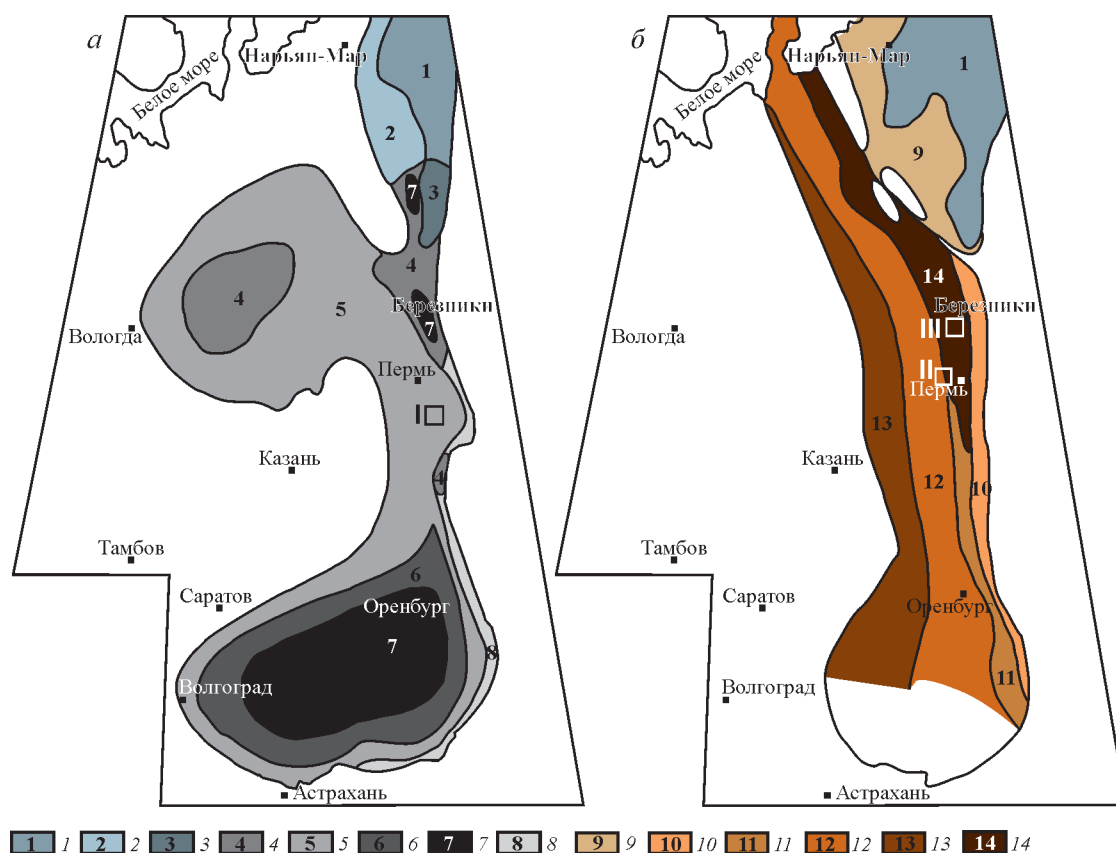


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта востока Восточно-Европейской платформы (по [6] с упрощениями и добавлениями): а — кунгурский век; б — соликамское время уфимского века: 1 — морская и угленосная моласса; 2 — морские карбонатно-терригенные отложения; 3 — лагунно-баровые терригенно-галогеенные отложения; 4 — соли, гипсы, ангидриты; 5 — доломиты, гипсы, ангидриты; 6 — каменная соль; 7 — калийные соли; 8 — песчано-конгломератовая нижнепермская моласса; 9 — морские сероцветные карбонатно-терригенные отложения; 10 — песчаники, глины континентальные и прибрежно-морские, ниже г. Уфы — красноцветная моласса; 11 — лагунные и континентальные красноцветные отложения; 12 — лагунно-морские гипсы и доломиты; 13 — лагунно-морские гипсоносные мергели и глины; 14 — морские и лагунно-морские сероцветные преимущественно глины и известняки; I-III — район исследования (разрезы: I — «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера», «Шубинское месторождение гипса», «Казаковская гора»; II — «Чусовская стрелка»; III — «Верхнекамское месторождение»)

Рис. 2. Схема изменения литологии нижнепермских отложений на территории Пермского Прикамья (по [19] с упрощениями и дополнениями): 1 — соликамская свита уфимского яруса; 2–10 — кунгурский ярус (2 — чередование карбонатных и сульфатных пачек (иренская свита); 3 — мергели, карбонаты и сульфаты; 4 — мергели, аргиллиты, доломиты, ангидриты, соли (поповская свита); 5 — песчаники, аргиллиты, ангидриты, иногда соли, на востоке конгломераты и гравелиты (кошелевская свита); 6 — мергели, сульфаты, соли (березниковская свита); 7 — доломиты и известняки (филипповская свита); 8 — ангидриты, доломиты, известняки (карнауховская свита); 9 — ангидриты, доломиты; 10 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, ангидриты (лекская свита)); 11 — иргинско-саргинские отложения артинского яруса; 12 — толща обломочных пород (стратиграфически не расчленена и охватывает породы от артинского яруса нижней перми до верхнего карбона)

разрезов, позволивших составить единый сводный (рис. 3). Филипповские и иренские породы изучались нами на платформенной части (разрезы «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера», «Шубинское месторождение гипса», «Казаковская

гора»), а соликамские — в Соликамской впадине, где их разрез наиболее полный («Верхнекамское месторождение»), и на платформе («Чусовская стрелка») (рис. 1). Отбор материала для исследований проводился из керна скважин и карьеров.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Пачка	Ледяная гора и Кунгурская Ледяная пещера	Казаковская гора	Шубинское месторождение гипса	Чусовская стрелка	Верхнекамское месторождение
пермская	приуральский	уфимский	соликамский	соликамская	луневская					
					туйская					
					демидковская					
		кушгурской	иренский	иренская	елкинская					
					шалашинская					
					неволинская					
		филипповский	филипповский	филипповская	ледянопещерская					

Рис. 3. Объекты исследования

Литологическая характеристика первично-осадочных эвапоритов

Доломиты нижнепермских эвапоритов составляют верхнюю часть филипповской свиты, неволинскую, елкинскую, туйскую пачки иренской свиты, а также нижнюю часть соликамской свиты.

Разрез филипповской свиты филипповского горизонта начинается с желтовато-серых тонкослоистых доломитов, характеризующихся тонкой плитчатой и кубоидной отдельностью, изредка прослеживаются горизонты с пустотами от выщелоченных раковин брахиопод. Выше залегает светло-коричневый пелитоморфный известняк с многочисленными органическими остатками, среди которых преобладают двустворки, реже встречаются брахиоподы и гастроподы [33]. Заканчивается разрез филипповских карбонатов светло-серыми доломитами, которым, в отличие от подстилающих известняков, присуща отчетливая слоистость — от 30—40 см в нижней части до 5—10 см в верхней. На контакте с вышележащими сульфатами иренской свиты доломит характеризуется ритмичной слоистостью: плотные тонкослоистые прослои (мощность около 2—2,5 см) с пелитоморфной структурой переслаиваются с массивными мелкозернистыми, нередко пористыми (мощность прослоев до 4—4,5 см). Предполагается, что появление пор и перекристаллизация доломита связаны с выщелачиванием сульфатных минералов (гипса или ангидрита).

Неволинская пачка сложена известковистыми доломитами с мощным прослоем гипса в центральной части. Нижний доломитовый прослой начинается с тонко-, среднеслоистой пелитоморфной породы (рис. 4, а, б), отдельные прослои которой насыщены оолитами зонального строения: пелитоморфное ядро и тонкая (1—4 зоны) оболочка. Размер оолитов редко превышает 0,2—0,5 мм. В нижней части слоя отмечаются небольшие линзы, реже

гнезда и отдельные желваки (до 1,5 см) мелкозернистого гипса. Залегаящий выше по разрезу известковистый доломит — массивный оолитовый (рис. 4, в, г). Ооиды размером 1—1,2 мм характеризуются четкой концентрической зональностью — в среднем в каждом насчитывается 5—6 зон, реже до 10—12. Центральная часть ооидов нередко выщелочена. В качестве цемента на отдельных участках выступает пелитоморфный доломит, а на других — пойкилитовый гипс. Также отмечены участки, где интерстиции между оолитами выполнены кальцитом. Строение оолитового доломита осложнено небольшими стилолитовыми швами. Заканчивается нижний прослой тонкослоистым пелитоморфным доломитом, в подошве которого зафиксированы строматолитоподобные постройки (до 40—45 см) (рис. 4, д). Их нижняя часть сложена сложным гипс-кальцит-доломитовым агрегатом с пятнистой текстурой, а верхняя — тонкослоистым доломитом с редкими оолитами и раковинами моллюсков.

Верхний доломитовый прослой неволинской пачки сложен тонкослоистой до массивной пелитоморфной породой, в которой отмечаются фрагменты раковин моллюсков и небольшие стилолитовые швы. В кровле слоя доломит пористый с многочисленными кавернами выщелачивания, которые, вероятно, свидетельствуют о былом присутствии сульфатов.

Елкинская пачка сложена тонкослоистым пелитоморфным известковистым доломитом с маломощными (до 5—10 см) прослоями ангидрита в кровле. В нижней части прослоя доломит нередко оолитовый. Порода пористая — интерстиции часто заполнены гипсом.

Туйская пачка в основании сложена массивным пелитоморфным известковистым доломитом, который вверх по разрезу сменяется среднеслоистой доломит-гипсовой породой, а затем — тонкослоистой доломитовой. Доломит тонкопористый, интерстиции нередко заполнены пойкилито-

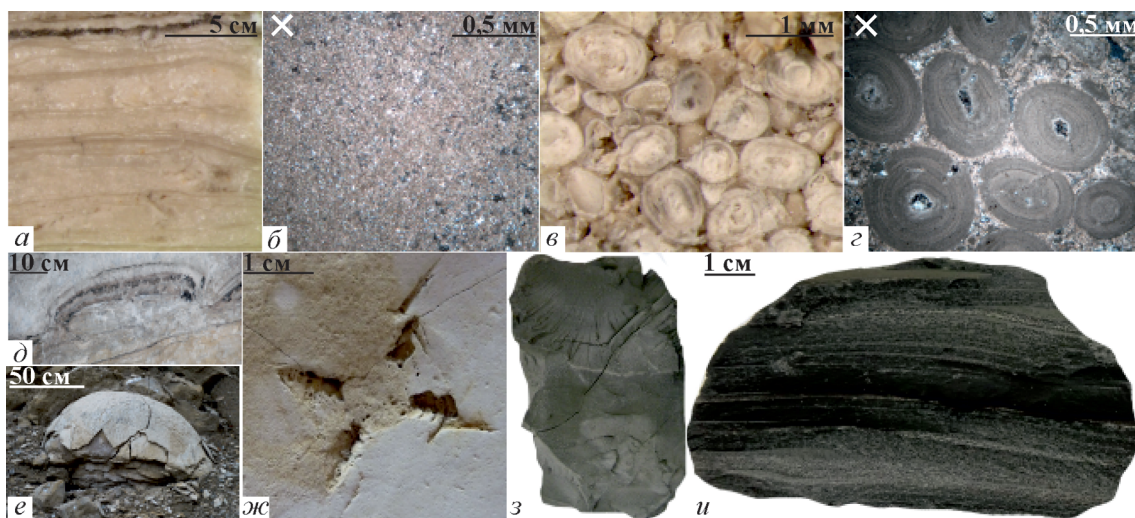


Рис. 4. Первично-осадочные карбонаты нижнепермских эвапоритов Пермского Прикамья: а, б — тонкослоистый пелитоморфный доломит; в, г — массивный оолитовый доломит; д, е — строматолитовые постройки; ж — отпечаток скелетного кристалла галита в пелитоморфном доломитовом мергеле; з — массивный пелитоморфный мергель; и — тонкослоистый пелитоморфный мергель

вым гипсом. В центральной части пачки строение слоя линзовидное и желваковое (до 2,5 см).

Соляно-мергельная толща соликамской свиты Соликамской впадины сложена чередующимися в разрезе прослоями мергелей и мергель-гипсовой породы. Мергели характеризуются пелитоморфной структурой и постепенной сменой текстуры по разрезу: в кровле толщи они преимущественно массивные, реже крупнослоистые (мощность прослоев 10 см и более), а ниже по разрезу — тонкосреднеслоистые. Состав карбонатной составляющей мергелей, в том числе мергелей глинистых, варьирует от существенно известкового до существенно доломитового. Нередко в них присутствуют мелкие обугленные растительные остатки (фитокласты плохой сохранности и аттит). В верхней части толщи часто отмечаются маломощные (до 5 см) прослои мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников и/или алевролитов с массивной, реже среднеслоистой текстурой, а также раковины морских и пресноводных двустворок [25]. В нижней части присутствуют слои каменной соли (до 10—15 м), известковистой глины (до 1—1,5 м), маломощные линзообразные слойки (мощностью до 1 см) ангидрит-галитового или доломит-ангидрит-галитового состава и псевдоморфозы по «лодочкам» галита.

На платформенной части соликамская свита также сложена тонкослоистыми до массивных мергелями с прослоями (до 2,5—3,0 м) гипсовой и мергель-гипсовой породы. Здесь в нижней части свиты фиксируются отпечатки «лодочек» галита (рис. 4, ж), концентрические полигональные трещины усыхания, а также множественные строматолитовые постройки, среди которых наиболее распространены очень крупные (диаметр более 1 м) полушаровидной формы (рис. 4, е), реже встречаются волнисто-слоистые пластовые, столбчатые

[20, 26]. Кроме того, в нижней части соликамской свиты нередко отмечаются прослои желвакового гипса/ангидрита, которые иногда характеризуются энтеролитовой складчатостью.

Таким образом, выявленные особенности строения и состава изученных карбонатов позволяют показать следующее.

Филипповские и иренские доломиты в целом характеризуются выдержанным тонкослоистым пелитоморфным, реже массивным оолитовым строением, и лишь в краевых частях прослоев отмечаются небольшие линзовидно-желваковые обособления гипса. Переслаивание тонкослоистого пелитоморфного доломита с массивным оолитовым, типичным для зон с высокой гидродинамической активностью, может свидетельствовать о периодическом обмелении бассейна осадконакопления. Присутствие в центре многих оолитов пустот, а также наличие интерстициального кальцита в доломитовых оторочках позволяет предполагать, что в качестве затравки выступал пелитоморфный известковый материал, который в дальнейшем был выщелочен. На мелководные условия образования карбонатов указывает также присутствие строматолитовых построек [16, 26].

Соликамские карбонаты, в отличие от подстилающих филипповских и иренских, представлены мергелем. Появление терригенного материала в составе карбонатов, а также присутствие мелких углефицированных растительных остатков говорят об усилении континентального стока в бассейн седиментации, связанного, по всей видимости, с тектонической активизацией Урала. Тонкослоистая текстура мергеля в нижней части соляно-мергельной толщи Соликамской впадины, а также наличие слоёв каменной соли и линзообразных прослоев галит-ангидритового и доломит-ангидрит-гали-

тового состава свидетельствуют о том, что карбонатонакопление в раннесоликамское время происходило в мелководном изолированном бассейне с повышенной соленостью вод и пассивным или слабоактивным гидродинамическим режимом. Полное отсутствие скелетной фауны в нижней части соликамской свиты может свидетельствовать об экстремальных условиях осадконакопления, неблагоприятных для жизни. Появление раковин морских и пресноводных двустворок только в верхней части соляно-мергельной толщи свидетельствуют о появлении связи с северным морем.

Крупные строматолитовые постройки, наличие прослоев желваков сульфатов, отпечатков и псевдоморфоз по скелетным кристаллам галита, а также появление трещин усыхания позволяет предполагать, что на платформенной части соликамский бассейн характеризовался более мелководными условиями и, вероятно, был подвержен периодическому осушению. Подобные условия карбонатообразования сопоставимы с современными себхами побережья Персидского залива [34, 41].

Таким образом, выявленные литологические особенности карбонатов нижнепермских эвапоритов указывают на стабильные мелководные условия седиментации в кунгурском солеродном бассейне и менее стабильные, за счёт увеличившегося поверхностного стока с Уральской складчатой области и наступления бореального моря — в соликамском, что уточняет выводы В.И. Игнатьева [6], сделанные им на основе палеореконструкций.

Сульфаты (ледянопещерская, шалашнинская, демидковская, лунежская пачки, а также мощные (более 1,5 м) прослои в неволинской пачке и соликамской свите) в разрезе нижнепермских эвапоритов характеризуются циклическим строением. В подошве прослоев в большинстве случаев отмечаются шевронные структуры, которые выше по разрезу постепенно сменяются мелкозернистой неяснослоистой (центр), а затем желваковой и/или линзовидно-желваковой (кровля) породой. Такое текстурно-вещественное строение прослоев позволяет предполагать, что садка сульфатного вещества началась с образования крупных кристаллов гипса и их двойниковых агрегатов из слабонасыщенных растворов [48]. Их смена вверх по разрезу мелкозернистым материалом свидетельствует о последующем пересыщении рассолов в бассейне осадконакопления и массовом отложении пелитоморфного гипсового [43] или бассанитового [42, 45] материала. Изменение массивной текстуры сульфатов на линзовидно-желваковую и желваковую обусловлено увеличением содержания в породе глинисто-карбонатной составляющей [10]. Последнее может свидетельствовать об опреснении палеобассейна и привносе терригенных осадков.

Изотопный состав первично-осадочных карбонатов

Изучение изотопного состава С и О первично-осадочных карбонатов нижнепермских эвапоритов Пермского Прикамья показало широкий диапазон их вариаций (табл. 2): ^{13}C варьирует от -6,0 до 7,5 ‰, а ^{18}O — -11,5 -1,3‰ PDB.

Распределение величин ^{13}C и ^{18}O позволило разделить нижнепермские карбонаты на две группы. Первая группа представлена карбонатами филипповской и иренской свит (^{13}C варьирует от 5,9 до 7,5 ‰, а ^{18}O — -6,9 -1,3‰), а вторая — соликамской (-6,9 -1,4 ‰ для ^{13}C и -11,5 -3,0 ‰ для ^{18}O) (рис. 5). Такой состав нетипичен для карбонатов современных эвапоритов, в которых ^{13}C колеблется в пределах -4,5 5,5 ‰, а ^{18}O — 1,0 5,0 ‰ [40], но отмечается в нижнекембрийских соленосных отложениях Иркутского амфитеатра [47]. Широкий диапазон изотопного состава С и О карбонатов зафиксирован и в девонской соленосной формации Припятского прогиба [17, 18]. Здесь в нижней галитовой субформации значения ^{13}C изменяются от -17,5 до 0,8 ‰, ^{18}O — от -10,7 до 5,4 ‰ PDB. В верхней калиеносной субформации диапазон вариаций изотопного состава углерода и кислорода карбонатов значительно уже: ^{13}C варьирует от -9,9 до 1,5 ‰, а ^{18}O — от -7,7 до -1,0 ‰ PDB.

Изучение изотопного состава кислорода раковин ископаемых из морских осадочных карбонатов позволило показать [37, 46], что изотопный состав кислорода вод морских бассейнов изменялся в течение фанерозоя (рис. 6). Так, для вод пермского периода значение ^{18}O колеблется около -4,5 ‰, что отличает их от более изотопно-легких по кислороду вод кембрийского и девонского периодов (около -8,5 и -5,5 ‰ соответственно) и изотопно-тяжелых — четвертичных (1 ‰). Приведённые данные позволяют полагать, что отличие состава кислорода карбонатов пермских отложений от карбонатов эвапоритов современных и более древних бассейнов обусловлено преимущественно различием изотопного состава кислорода вод этих периодов. Подобные значения ^{18}O отмечены в пермских эвапоритах цехштейна [35, 36, 38] и востока Восточно-Европейской платформы [13, 15, 29].

Анализ распределения изотопов по разрезу изученных карбонатов (рис. 7) показал, что оно неравномерное — отмечаются множественные экскурсы ^{13}C и ^{18}O как в сторону положительных, так и в сторону отрицательных значений. Такое положение позволяет предполагать, что основной причиной этих вариаций могут являться изменения условий седиментации, связанные со сменой палеоэкологических обстановок осадконакопления.

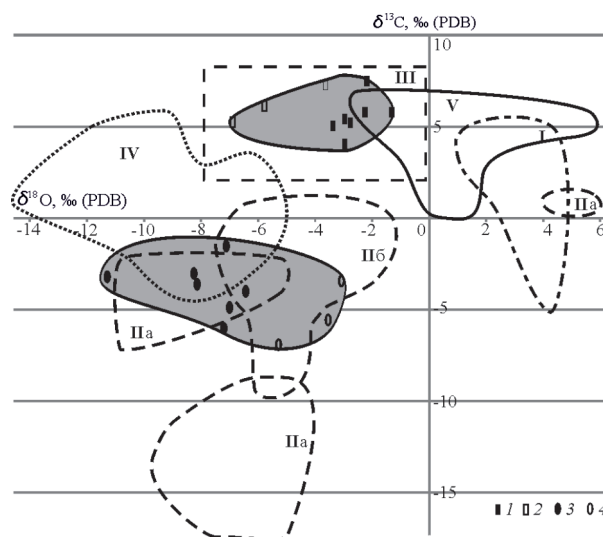
Доломиты филипповской и иренской толщ в целом характеризуются высокими значениями ^{13}C

Таблица 2

Изотопный состав углерода и кислорода первично-осадочных карбонатов
нижнепермских эвапоритов Пермского Прикамья

Свита/горизонт	Пачка	Порода, место отбора	Изотопный состав, PDB (‰)	
			$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Соликамская	Платформенная часть	Мергель пелитоморфный, разрез «Чусовская стрелка»	-6,9	-5,3
		То же	-5,6	-3,6
		"—"	-3,9	-3,0
	Соляно-мергельная толща (Соликамская впадина)	Мергель пелитоморфный, Верхнекамское месторождение (скв.1106 (гл. 240,6 м))	-6,0	-7,3
		Мергель пелитоморфный, Верхнекамское месторождение (скв.1106 (гл. 243,0 м))	-3,2	-11,5
		Мергель пелитоморфный, Верхнекамское месторождение (скв.1106 (гл. 248,0 м))	-4,0	-6,6
		Мергель пелитоморфный, Верхнекамское месторождение (скв.1106 (гл. 249,0 м))	-4,9	-7,1
		Мергель пелитоморфный, Верхнекамское месторождение (скв.1106 (гл. 254,7 м))	-1,4	-7,2
		Мергель пелитоморфный, Верхнекамское месторождение (скв.1106 (гл. 259,7 м))	-3,6	-8,3
		Мергель пелитоморфный, Верхнекамское месторождение (скв.1106 (гл. 283,0 м))	-3,0	-8,4
Иренская	Тюйская	Доломит пелитоморфный, Шубинское месторождение гипса (верхняя часть пачки)	5,2	-2,8
		Доломит пелитоморфный Шубинское месторождение гипса (нижняя часть пачки)	5,4	-3,0
	Неволинская	Доломит пелитоморфный, разрез «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера» (верхний доломитовый прослой)	5,1	-3,5
		Доломит пелитоморфный, разрез «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера» (верхняя часть нижнего доломитового прослоя)	5,9	-2,3
		Доломит оолитовый, разрез «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера» (центральная часть нижнего доломитового прослоя)	5,2	-6,9
		Доломит оолитовый, разрез «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера» (центральная часть нижнего доломитового прослоя)	6,3	-5,9
		Переслаивание доломита пелитоморфного и оолитового, разрез «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера» (нижняя часть нижнего доломитового прослоя)	7,3	-3,6
		Доломит пелитоморфный, разрез «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера» (нижняя часть нижнего доломитового прослоя)	7,5	-2,2
Филипповская		Доломит пелитоморфный, разрез «Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера» (верхняя часть пачки)	5,8	-1,3

Рис. 5. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в первично-осадочных карбонатах Пермского Прикамья: 1, 2 – карбонаты иренской и филипповской свит (1 – пелитоморфные; 2 – оолитовые); 3, 4 – карбонаты соликамской свиты (3 – Соликамской впадины; 4 – платформенной части); области вариации изотопного состава карбонатов: I – современных эвапоритов (по [40]); II – девонских соленосных отложений Припятского прогиба (по [17, 18]: а – несолевые породы галитовой субформации верхней соленосной формации; б – калиеносная субформация верхней соленосной формации); III – карбонаты эвапоритов цехштейна (по [35, 36, 38]); IV – нижнекембрийских соленосных пород Иркутского амфитеатра (по [47]); V – сакмарско-казанские доломиты востока Русской плиты (по [29])



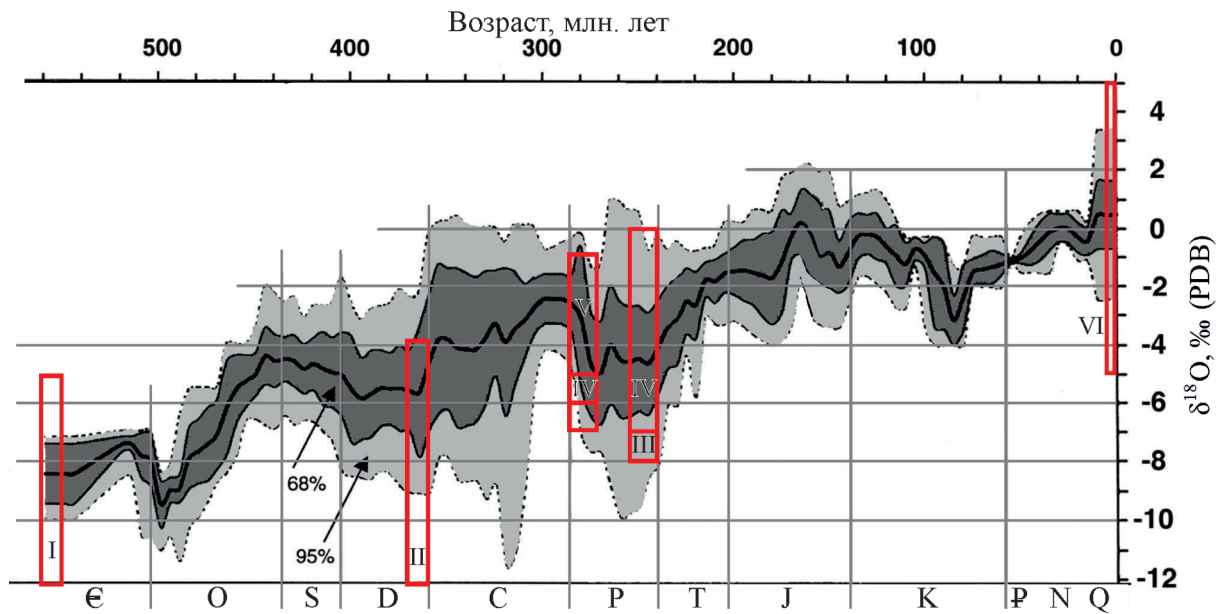


Рис. 6. Кривая изменения $\delta^{18}\text{O}$ в морских известняках фанерозоя [37, 46]; поля вариации $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах: I – нижнекембрийских соленосных пород Иркутского амфитеатра (по [Vinogradov, 2005]); II – девонских соленосных отложений Припятского прогиба (по [17, 18]); III – эвапоритов цехштейна (по [35, 36, 38]); IV – сакмарско-казанских доломитов востока Русской плиты (по [29]); V – нижнепермских отложений Пермского Прикамья; VI – современных эвапоритов (по [40])

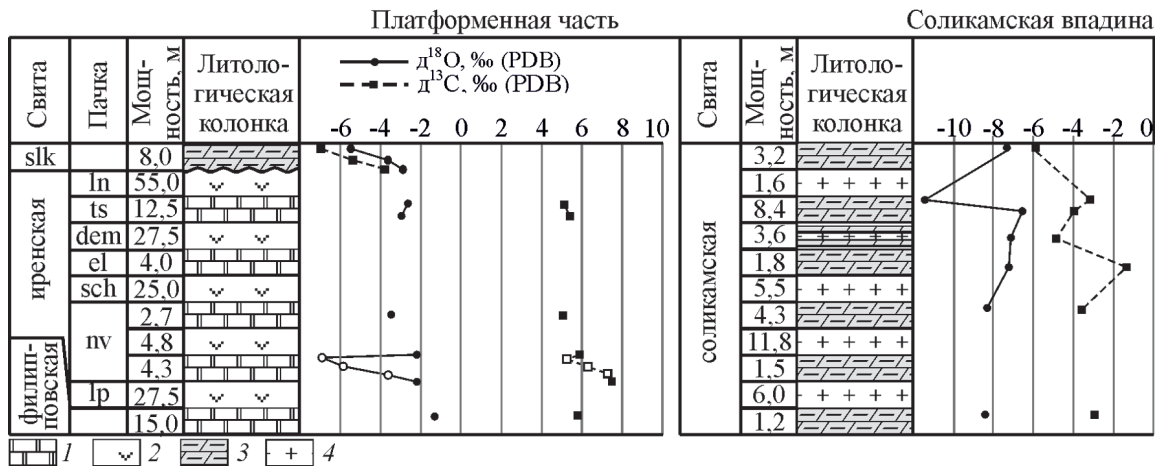


Рис. 7. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов по разрезу нижнепермских эвапоритов; незакрашенные точки – оолитовый доломит, покрашенные – пелитоморфный, 1 – доломит; 2 – гипс/ангидрит; 3 – мергель глинистый; 4 – каменная соль; slk – соликамская; ln – лунежская; ts – туюнская; dem – демидковская; sch – шалашинская; nv – неволинская; lp – ледянопещерская пачки

(5,9–7,5 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (-6,9 -1,3 ‰), но показывают отличие в изотопном составе кислорода тонкослоистых пелитоморфных и массивных оолитовых разностей. Например, в первых $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -3,5 до -1,3 ‰, а во вторых – от -6,9 до -3,6 ‰. Пелитоморфные карбонаты филипповской и иренской свит близки по изотопному составу кислорода и углерода к первично-осадочным пелитоморфным карбонатам кунгурского яруса Улутелякского месторождения (Башкортостан) [13], образование которых также связывается с мелководьем

полуизолированных континентальных бассейнов семиаридного и аридного климата.

Наблюдаемое облегчение изотопного состава кислорода в оолитовых карбонатах может быть связано с участием в доломитообразовании изотопно-лёгких поверхностных вод. Фиксируемое облегчение состава углерода (от 7,3 до 5,2 ‰) по разрезу оолитовых доломитов позволяет предполагать, что привнесенные воды были насыщены растворённой почвенной углекислотой. Другой причиной низких значений $\delta^{18}\text{O}$ в оолитовых доломи-

тах могла являться высокая температура карбонатообразования. Так, в [39, 44] было показано, что при увеличении температуры вод изотопный состав образующихся карбонатов облегчается. Вероятно, оолитовые доломиты формировались в условиях хорошо прогретого мелководья с активной гидродинамической активностью в отличие от более глубоководных и «холодноводных» пелитоморфных разностей.

Аналогичная зависимость изотопного состава углерода и кислорода от литологических особенностей и состава карбонатов была отмечена для сакмарско-казанских и казанских пород Волго-Вятского региона [15, 29] и северной части Восточно-Европейской платформы [14].

Карбонаты соликамской свиты Соликамской впадины характеризуются резко легкими значениями ^{13}C ($-6,0$ – $-1,4$ ‰) и ^{18}O ($-11,5$ – $-6,6$ ‰), что говорит о существенном изменении условий седиментации в соликамском эвапоритовом бассейне. Карбонаты с близким изотопным составом были отмечены в разрезе девонской эвапоритовой формации Припятского прогиба [17, 18], где их образование связывается с условиями высококонцентрированных рассолов стагнированных зон глубоких солеродных ванн. Облегчение углерода здесь достигается за счёт участия в карбонатообразовании легкого органического углерода, продуцируемого активно протекающими процессами бактериальной сульфатредукции, а низкие значения ^{18}O связаны с влиянием температуры за счёт парникового эффекта в стратифицированной по минерализации толще рассолов [27] и/или инверсией ^{18}O в рассолах при их сгущении [1].

Другой возможной причиной низких значений ^{13}C и ^{18}O может являться привнос в бассейн седиментации изотопно-легких поверхностных вод, насыщенных растворённой почвенной углекислотой. О большей вероятности данного сценария для соликамских карбонатов Соликамской впадины может свидетельствовать высокое содержание в них терригенного (алевропелитового) материала и наличие мелких углефицированных растительных остатков.

Соликамские карбонаты платформенной части имеют близкий к разновозрастным карбонатам Соликамской впадины изотопный состав углерода ($-6,9$ – $-3,9$ ‰), но отличаются от них более тяжёлым кислородом ($-5,3$ – $-3,0$ ‰). Повышенные значения ^{18}O , вероятно, обусловлены более интенсивным испарением по периферии соликамского бассейна. «Сохранность» изотопно-легкого углерода при этом могла обеспечиваться активно протекающими процессами окисления органического вещества в мелководных условиях. На возможность данного механизма указывают трещины усыхания, с одной стороны, и строматолитовые постройки — с другой. Наблюдаемое облегчение изотопного состава кислорода и углерода вверх по разрезу может говорить о распреснении вод бассейна седиментации за счёт поступления поверхностных вод, насыщенных растворённой почвенной углекислотой.

Литолого-минералогическая характеристика вторичных доломитов

Изучение обнажений на Казаковской горе [31], Шубинском месторождении гипса [9] и в разрезе Ледяной горы [7] показало, что выведенные в зону гипергенеза известковистые доломиты нижнепермской эвапоритовой формации претерпевают значительные структурно-вещественные изменения. Кора выветривания по карбонатам представлена кавернозной доломитовой и кальцит-доломитовой породой с каркасно-ящичной структурой (рис. 8, а), обусловленной многочисленными прожилками доломита зонального строения (пористая приосевая часть и шестоватая кайма). На стенках каверн отмечаются сферолиты и крупные (до 1 мм) пинакоидальные индивиды доломита и более поздние ромбоэдри кальцита (рис. 8, б). Реже в полостях встречается только кальцит. Изредка отмечаются реликты исходных пелитоморфных известковистых доломитов, которые в большинстве случаев перекристаллизованы в агрегат пинакоидальных кристаллов доломита (до 20 мкм), иногда с ксеноморфным интерстициальным кальцитом (рис. 8, в, г).

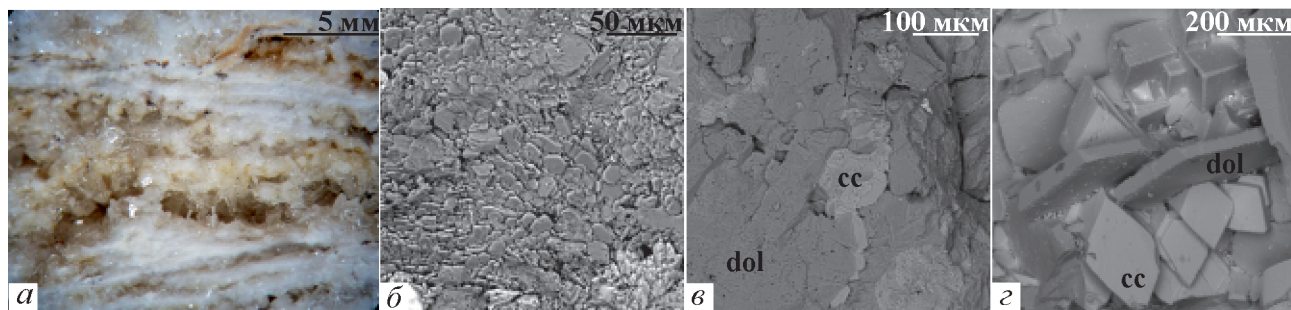


Рис. 8. Общий вид (а) и детали строения (б–г) вторичных доломитов: б — мономинеральный пинакоидальный доломит; в — доломитовая порода с интерстициальным кальцитом; г — эпитаксические сростки кальцита и доломита зоны отложения кальцита; dol — доломит; cc — кальцит

Такое строение вторичных карбонатов позволило проследить фрагменты изменения исходных доломитов, которые могут быть выстроены в генерализованную последовательность [31]: 1) образование доломитовых прожилков перекристаллизации зонального строения по системе трещин; 2) выщелачивание расположенного между прожилками пелитоморфного материала с образованием кавернозного агрегата; 3) уплотнение остаточного материала с образованием брекчий уплотнения с ориентированной (субслоистой) текстурой; 4) кристаллизация доломита (сферолиты и пинакоидальные кристаллы) и более позднего кальцита (скаленоэдры). Присутствие на отдельных участках во вторичной карбонатной породе флюорита, который нарастает на доломит и присутствует в виде подложки и корродированных осколков в кальците позволяет предполагать, что между отложением карбонатов существовал длительный (?) перерыв.

Изотопный состав вторичных карбонатов

Изучение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов коры выветривания по нижнепермским доломитам показало широкий диапазон вариации изотопного состава углерода и кислорода (табл. 3). Так ^{13}C во вторичном доломите изменяется от 4,4 до 10,8 ‰, а ^{18}O — от -13,5 до -8,4 ‰ (в новообразованном кальците эти показатели составляют -9,2 2,0 ‰ и -11,4 -9,4 ‰ соответственно) (рис. 9).

Наблюдаемое утяжеление углерода во вторичном остаточном (реститогенном) перекристаллизованном доломите может являться результатом перераспределения изотопов углерода при гипергенном выщелачивании исходного известковистого доломита. Предполагается, что фильтрующиеся через карбонатный массив воды выносили более подвижный ^{12}C , а в остаточных карбонатах накапливался менее подвижный ^{13}C . Возможность данного механизма была экспериментально показана В.И. Силаевым и А.Ф. Хазовым [24] при кристаллизации оптического кальцита в гидротермальных (абиогенных) условиях. Авторы установили, что образующийся впоследствии из растворов кальцит будет отличаться от исходного материала существенно легким составом и углерода, и кислорода. Вероятно, косвенным подтверждением реальности такого механизма (избирательное выщелачивание легких изотопов) могут служить и инфильтрационно-метасоматические марганцевые карбонаты Улутелякского месторождения, состав которых существенно легче по кислороду и углероду в отличие от исходного субстрата [13].

Низкие значения ^{18}O во вторичном доломите могут свидетельствовать о метеорном происхождении фильтрующихся вод.

Номер п/п	Место отбора, минеральный вид	Изотопный состав, PDB (‰)	
		^{13}C	^{18}O
1	Казаковская гора, инкрустационный кальцит	-3,0	-11,4
2	Шубинский карьер, инкрустационный кальцит	2,0	-10,0
3	Шубинский карьер, инкрустационный кальцит	-9,2	-9,4
4	Разрез «Ледяная гора», инкрустационный кальцит из полостей в ксенолите елkinsкой пачки	-6,9	-11,0
5	Разрез «Ледяная гора», инкрустационный кальцит из полостей в ксенолите елkinsкой пачки	-5,1	-10,5
6	Шубинский карьер, инкрустационный доломит	10,8	-11,0
7	Казаковская гора, инкрустационный доломит	10,2	-13,5
8	Казаковская гора, перекристаллизованный доломит	4,4	-9,6
9	Шубинский карьер, перекристаллизованный доломит	10,4	-8,4
10	Разрез «Ледяная гора», перекристаллизованный доломит	9,7	-9,1
11	Разрез «Ледяная гора», перекристаллизованный доломит	9,7	-7,8

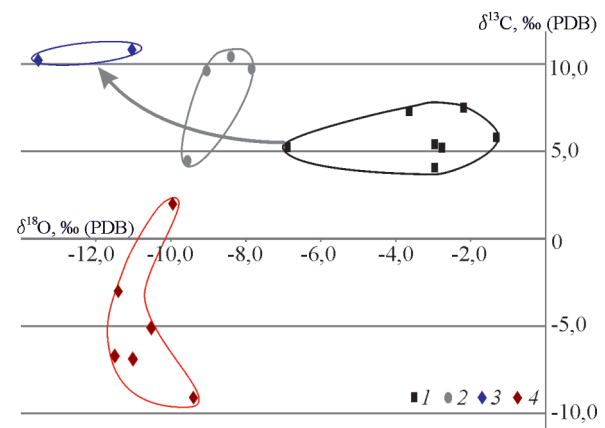


Рис. 9. Соотношение ^{13}C и ^{18}O в первичных и вторичных карбонатных породах Пермского Прикамья: 1 — первично-осадочный доломит иренской свиты; 2 — перекристаллизованные остаточные доломиты; 3 — инкрустационный доломит; 4 — инкрустационный кальцит

Взаимоотношение между доломитом и кальцитом свидетельствует о наличии временного перерыва между их отложением, что не позволяет рассматривать их как продукты одного (минералообразующего) события или этапа. Вероятно, схожие процессы проявлялись неоднократно.

Таким образом, установленные особенности изотопного состава C и O вторичных карбонатов позволяют предполагать, что формирование коры

выветривания по первично-осадочным доломитам нижнепермских эвапоритов происходило неоднократно при фильтрации атмосферных вод с низким содержанием легкого изотопа углерода. Это условие могло реализоваться в условиях семиаридного климата, когда присутствовали атмосферные осадки, но жизнедеятельность, а следовательно, и количество растворенной биогенной углекислоты, было ограничено. Палеогеографические реконструкции показывают, что подобные обстановки существовали в Пермском Прикамье на рубеже казанского и уржумского веков пермского периода [30], а также в палеогене [23].

Заключение

Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов нижнепермских эвапоритов и продуктов их гипергенного изменения позволил выявить следующее.

1. Изотопный состав кислорода карбонатов пермских отложений отличается от современных и более древних эвапоритов и находится в соответствии с глобальной эволюцией изменения изотопного состава морских вод фанерозоя. Исследованные доломиты по изотопному составу близки к составу карбонатов пермского цехштейнового бассейна, а также сакмарско-казанским отложениям востока Восточно-Европейской платформы.

2. Условия седиментации в раннепермском эвапоритовом бассейне на территории Пермского Прикамья существенно менялись. Наиболее крупные изменения произошли на рубеже кунгурского и уфимского веков, когда эвапоритовый бассейн практически (исключение составила территория Соликамской впадины, где происходило накопление калийных и магниевых солей) прекратил свое

существование. В кунгурском веке бассейн характеризовался достаточно стабильными условиями седиментации, а появление здесь двух литологических типов доломитов (тонкослоистых пелитоморфных и массивных оолитовых) с различным изотопным составом С и О обусловлено различной гидродинамической активностью и глубиной бассейна: оолитовые доломиты формировались в зоне активной циркуляции вод и на малых глубинах, а пелитоморфные — в более глубоких и застойных условиях. Противоположная зависимость выявлена для соликамских карбонатов: более глубоководные мергели Соликамской впадины отличаются облегченным составом кислорода по сравнению с карбонатами платформенной части, формировавшимися в условиях, близких к себхам. Такое различие может объясняться более интенсивным испарением в прибортовых частях бассейна. Резкое отличие изотопного состава кунгурских и уфимских карбонатов обусловлено сменой регрессивного режима раннепермского бассейна на трансгрессивный, вызванного распреснением, происходившего, судя по высокому содержанию терригенного материала, за счёт поступления поверхностных вод с Урала. Связь с бореальным морем появилась только в конце соликамского времени, о чем свидетельствует появление морской фауны.

3. В процессе гипергенного изменения первично-осадочных доломитов в условиях семиаридного климата за счёт неоднократной инфильтрации атмосферных вод сформировались две группы продуктов. Первая представлена ячеисто-кавернозным реститогенным вторичным доломитом, обогащенным малоподвижным ^{13}C , а вторая — изотопно-легким по углероду и кислороду переотложенным кальцитом, выполняющим интерстиции во вторичном доломите.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валяшко И.Г., Ветштейн В.Е., Жеребцова И.К., Малюк Г.А., Поливанова А.И. Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 1. С. 120–124.
2. Герасимов Н.П. Кунгурский ярус Камского Приуралья // Уч. зап. Перм. ун-та. Пермь, 1952. Т. 7. Вып. 1. С. 3–38.
3. Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Труды Института геологии и геофизики. Вып. 354. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
4. Золотова В.П. Верхний горизонт кунгурского яруса Пермского Прикамья // Уч. зап. Перм. ун-та. Пермь: Перм. ун-т, 1961. Т. 18. Вып. 2. С. 3–13.
5. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Минералогия пермской системы Пермского Приуралья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. ст. Пермь: ПГУ, 2004. Вып. 6. С. 118–131.
6. Игнатьев В.И. Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1976. 256 с.
7. Кадебская О.И., Калинина Т.А. Литологический разрез Ледяной горы // Комплексное использование и охрана подземных пространств: междунар. науч.-практ. конф./ ГИ УрО РАН. Пермь, 2014. С. 42–49.
8. Калинина Т.А., Чайковский И.И. Минералогия коры выветривания на Шубинском месторождении // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2012. Вып. 15. С. 106–114.
9. Калинина Т.А., Чайковский И.И. Литогеохимия кунгурских эвапоритов западного борта Юрюзано-Сылвенской впадины // Литосфера. 2015. № 2. С. 65–80.
10. Копнин В.И. Кальцево-сульфатные породы в пермских отложениях Пермского Приуралья // Моделирование геол. систем и процессов: мат. регион. конф. Пермь: Перм. ун-т, 1996. С. 130–132.
11. Копнин В.И. Соликамский калиеносный бассейн // Пермская система Земного Шара: путеводит. геол. экскурсий. Ч. 3.: Пермское Приуралье. Свердловск, 1991. С. 103–135.
12. Копнин В.И. Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуралья // Труды ВНИГНИ (Камское отделение). Пермь: Перм. книж. изд-во, 1973. Вып. 118. С. 221–238.
13. Кулешов В.Н. Новые данные об условиях образования и происхождении марганцевых карбонатных пород Улутелякского месторождения (Башкортостан) // Литология и полезные ископаемые, 2012. № 4. С. 345–359.
14. Кулешов В.Н., Седаева К.М., Строганова Ю.Ю. Геохимия изотопов (^{13}C , ^{18}O) и условия образования нижнепермских отложений р. Сояны (Архангельская обл.) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 3. С. 298–316.

15. Кулешов В.Н., Седаева К.М. Геохимия изотопов (^{13}C , ^{18}O) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезные ископаемые, 2009. № 5. С. 508–526.
16. Маслов В.П. Строматолиты // Труды ГИН АН СССР. 1960. Вып. 41. 188 с.
17. Махнач А.А., Кулешов В.Н., Виноградов В.И., Буякайте М.И., Покровский Б.Г., Петрова Н.С., Антипенко С.В., Мурашко О.В. Изотопный состав углерода, кислорода и серы в карбонатных и сульфатных образованиях фаменской калиеносной субформации Припятского прогиба // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 4. С. 366–382.
18. Махнач А.А., Михайлов Н.Д., Шиманович В.М., Колосов И.Л. Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатного вещества в бассейнах галогенеза (на примере Припятского прогиба) // Геохимия. 1995. № 5. С. 652–663.
19. Международный конгресс «Пермская система земного шара». Путеводитель геологических экскурсий / Под ред. Б.И. Чувашова. Свердловск: УрО РАН, 1991. 153 с.
20. Наугольных С.В. Стратотип кунгурского яруса и его корреляционный потенциал // Биота Востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми: мат. к Международному симпозиуму «Верхнепермские стратотипы Поволжья». М.: ГЕОС, 1998. С. 19–33.
21. Оборин А.А. Типы осадочных формаций нижнепермских отложений Сыктывкарской депрессии и прилегающей части Русской платформы // Геология и нефтегазоносность Пермского Прикамья и прилегающих районов: труды ВНИГНИ. Вып. XLVI. Москва: Недра, 1965. С. 177–184.
22. Оборин А.А., Хурсик В.З. Литофации нижнепермских отложений пермского Предуралья // Труды ВНИГНИ (Камское отделение). Пермь: Перм. книж. изд-во, 1973. Вып. 118. С. 151–183.
23. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
24. Силаев В.И., Хазов А.Ф. Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 41 с.
25. Силантьев В.В. Уфимский ярус. Соликамский горизонт // Биота Востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми: мат. к Международному симпозиуму «Верхнепермские стратотипы Поволжья». М.: ГЕОС, 1998. С. 37–54.
26. Сонин Г.В., Калинина Т.А., Осин Ю.Н., Воробьев В.В. Стеночные строматолиты соликамского горизонта Пермского Приуралья и их происхождение // Современные концепции научных исследований: мат-лы XII Междунар. конф.-и. Москва, 2015. с.141–147.
27. Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.
28. Сорфроничий П.А. О границе между соликамским и иренским горизонтами в Пермском Приуралье // Вестник Перм ун-та. Геология. 1994. Вып. 3. С. 3–9.
29. Сунгатуллин З.Х., Кулешов В.Н., Кадыров Р.И. Изотопный состав (^{13}C и ^{18}O) доломитов из пермских эвапоритовых толщ востока Русской плиты (на примере Сюкевского месторождения гипса) // Литология и полезные ископаемые, 2014. № 5. С. 432–442.
30. Хасанов Р.Р., Балабанов Ю.П. Палеогеография Восточно-Европейской платформы на рубеже перми и триаса // Палеозой России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 254–256.
31. Чайковский И.И., Кадебская О.И., Чиркова Е.П. О гипергенной природе флюоритового оруденения Казанской горы // Природные ресурсы: Вестник недропользователя Пермского края. Пермь, 2010. № 2 (29). С. 83–91.
32. Чувашов Б.И. Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 1997. Т. 56. Вып. 27. С. 89–101.
33. Чувашов Б.И., Черных В.В. Филипповский карьер // Геологические памятники Пермского края: энциклопедия / Горный институт УрО РАН. Пермь: Книжная площадь, 2009. С. 123–128.
34. Шрейбер Б.Ш., Такер М.Е., Тилла Р. Побережья аридных зон и эвапориты // Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х т. Т.1.: Пер. с англ. М.: Мир, 1990. С. 232–279.
35. Below A. Fazies und Geochemische Diagenesestudie im Zechstein 2 Karbonat (Ca₂) Nordwestdeutschlands // Berichte Reports Geol. Palaont Inst., 1992. Vol. 60. P. 147.
36. Botz R., Muller G. Geochemical Investigations of Upper Permian (Zechstein) Carbonates and Associated Organic Matter in the NW-German Basin // Chem. Erde. 1987. V. 46. P. 131–143.
37. Came R.E. et al. Coupling of surface temperatures and atmospheric CO₂ concentrations during the Palaeozoic Era // Nature. 2007. V. 449. P. 198–201.
38. Clark D.N. The diagenesis of Zechstein carbonate sediments // The Zechstein Basin with Emphasis on Carbonate Sequences. Contributions to Sedimentology. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1980. № 9. P. 167–203.
39. Friedman J., O'Neil Y.R. Compilation of stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest // US Geol. Surv. Prof. Par. N 440-KK. Wash.: (D.C.) Gov. Print. Off., 1977. 110 p.
40. Hudson J.D. Stable isotopes and limestone lithification // Journal of the Geological Society of London. 1977. № 133. P. 637–660.
41. Hussain M. Nodular and enterolithic gypsum: the «Sabkhatization» of Salt flat playa, West Texas/ M. Hussain, J.K. Warren // Sedimentary geology. 1989. V. 64. P. 13–24. 40.
42. Kinsman B. Wind Waves. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1965. 676 p.
43. Macdonald G.S. Anhydrite-gypsum equilibrium relationships // American Journal of Science. 1953. № 251 (12). P. 884–898.
44. O'Neil J.R., Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // J. Chem Physics, 1969. V. 51. P. 5547–5558.
45. Van Driessche A.E.S. Benning L.G., Rodriguez-Blanco J.D. et al. The role and implications of bassanite as a stable precursor phase to gypsum precipitation // Science. 2012. V. 336 (6077). P. 69–72.
46. Veizer J. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{13}C and ^{18}O evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. Elsevier, 1999. V.161. P. 59–88.
47. Vinogradov V.I., Belenitskaya G.A., Bujakaite M.I., Kuleshov V.N., Minaeva M.A., Pokrovskii B.G. Isotopic signatures of deposition and transformation of Lower Cambrian Saliferous Rocks in the Irkutsk Amphitheater: Communication 3. Carbon and Oxygen Isotopic Compositions in Carbonates // Lithology and Mineral Resources. 2006. Vol. 41. № 3. P. 271–279.
48. Warren J.K. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia // Sedimentology. 1982. № 29. P. 609–638.

УДК 551. 3.051

ЭВОЛЮЦИЯ РАСТЕНИЙ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ И ФЛОРИСТИЧЕСКАЯ ВОССТАНОВЛЕННОСТЬ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ УГЛЕЙ

В.П. ИВАНОВ

*Институт природных ресурсов ФГБОУ ВПО «Национальный исследовательский
Томский политехнический университет»
634050, Россия, г. Томск, пр. Ленина, 30; e-mail: ivp2005@mail.ru*

Флористическое сходство угленосных отложений Донецкого, Карагандинского, Кузнецкого и Печорского бассейнов обусловлено эволюцией растений-углеобразователей верхнего палеозоя и отражается в петрографическом составе углей. Растительная масса торфяников с повышенным содержанием белков и липидов