

Махнач Анатолий Александрович – академик Национальной академии наук Беларуси, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник отдела геологии и минерагении платформенного чехла филиала «Институт геологии» республиканского унитарного предприятия «Научнопроизводственный центр по геологии» Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь.

Основные направления научной деятельности: стадиальный анализ литогенеза и геохимия стабильных изотопов.



Махнач Николай Александрович - кандидат геолого-минералогических наук, работал начальником отдела четвертичной геологии филиала «Институт геологии» республиканского унитарного предприятия «Научно-производственный центр по геологии» Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь. Основные направления научной деятельности: литология и изотопная геохимия четвертичных отложений.



Покровский Борис Глебович - доктор геологоминералогических наук, заведующий лабораторией геохимии изотопов и геохронологии Геологического института Российской академии наук. Основные направления научной деятельности:

изотопная геохимия и хемостратиграфия.



.. Махнач .. Махнач . Покровский В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ БЕЛАРУСИ ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЬ X ИЗОТОПОВ

DID

TDD

А. А. Махнач, Н. А. Махнач, Б. Г. Покровский

ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ **Β ΠΛΑΤΦΟΡΜΕΗΗΟΜ** ЧЕХЛЕ БЕЛАРУСИ









НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛАРУСИ Институт природопользования

А. А. Махнач, Н. А. Махнач, Б. Г. Покровский

ГЕОХИМИЯ стабильных изотопов в платформенном чехле БЕЛАРУСИ

Минск «Беларуская навука» 2022 УДК 551.464.6.027:551.734.5 (476)

Махнач, А. А. Геохимия стабильных изотопов в платформенном чехле Беларуси / А. А. Махнач, Н. А. Махнач, Б. Г. Покровский ; Нац. акад. наук Беларуси, Ин-т природопользования. – Минск : Беларуская навука, 2022. – 373 с. – ISBN 978-985-08-2823-1.

Монография включает материалы по геохимии стабильных изотопов углерода, кислорода и серы в платформенном чехле Беларуси, полученные в течение тридцати последних лет. Охарактеризована изотопная хемостратиграфия ряда разрезов, дано описание разработанных авторами изотопных индикаторов обстановок седименто- и литогенеза отложений от рифея до квартера. Показаны возможности изотопных индикаторов для палеогеографических, палеоклиматических, палеогидрологических реконструкций, решения геоэкологических задач. Представлен большой исходный аналитический материал.

Книга предназначена для геохимиков, геологов, географов, геоэкологов. Может быть полезна студентам, магистрантам, аспирантам и преподавателям геологических и географических специальностей.

Табл. 55. Ил. 99. Библиогр.: 357 назв.

Рецензенты:

академик НАН Беларуси, доктор геолого-минералогических наук, профессор А. В. Матвеев академик РАЕН, доктор геолого-минералогических наук Я. Э. Юдович

ISBN 978-985-08-2823-1

 © Махнач А. А., Махнач Н. А., Покровский Б. Г., 2022
 © Оформление. РУП «Издательский дом «Беларуская навука», 2022

введение

Одним из важных направлений в науках о Земле является исследование поведения стабильных изотопов в геологических и других природных процессах. Стабильные изотопы углерода, кислорода, серы, стронция, кальция, магния, кремния, хлора, железа используются как индикаторы генезиса минералов, горных пород, полезных ископаемых, подземных вод, как инструмент хемостратиграфии, палеогеографических, палеоклиматических, палеогидрологических, палеогидрогеологических реконструкций, для решения вопросов геоэкологического характера.

Настоящая монография представляет собой собрание материалов по изотопной геохимии платформенного чехла Беларуси, опубликованных более чем за тридцать последних лет. Для данного издания эти материалы были систематизированы, уточнены, дополнены и во многих случаях переинтерпретированы.

Территория Беларуси расположена на западе Восточно-Европейской платформы. Здесь на кристаллическом фундаменте архейско-раннепротерозойского возраста залегает платформенный чехол, сложенный образованиями рифея, венда и всех геологических периодов фанерозоя (рис. 1). Чехол почти целиком состоит из осадочных пород, которые в ряде районов прорываются магматическими образованиями или переслаиваются с ними. Коренные породы на территории Беларуси практически полностью перекрыты четвертичными отложениями.

По глубине залегания кристаллического фундамента (мощности чехла) на территории Беларуси выделяются: обширная положительная структура (Белорусская антеклиза), три крупные отрицательные структуры (Припятский прогиб, Подлясско-Брестская и Оршанская впадины) и четыре структуры с глубиной залегания фундамента, промежуточной между отрицательными и положительными структурами (Латвийская, Полесская, Жлобинская и Брагинско-Лоевская седловины) [19] (рис. 2). Кроме того, небольшие участки территории Беларуси занимают Украинский кристаллический щит, Балтийская синеклиза, Воронежская антеклиза, Луковско-Ратновский горст и Волынская моноклиналь.

Белорусская антеклиза почти полностью охвытывает северо-западную четверть площади страны и смежные районы Польши и Литвы. Абсолютные



Рис. 1. Распространение отложений разного геологического возраста на территории Беларуси [19, 130]

отметки залегания фундамента на большей части антеклизы не превышают –0,5 км, а в наиболее приподнятой части достигают +0,1 км. Платформенный чехол антеклизы маломощный, представлен позднепротерозойскими, ранне-палеозойскими, девонскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Припятский прогиб расположен на почти всей юго-восточной четверти территории Беларуси. Кровля фундамента залегает на глубинах от 1,5 до 6 км. Наибольшая часть чехла прогиба приходится на девонские и каменноугольные



Рис. 2. Схема тектонического районирования территории Беларуси [19]: І – кристаллический щит, ІІ – антеклизы, ІІІ – седловины, выступы, ІV – прогибы, впадины, синеклизы, V – разломы; цифры на карте: 1 – Микашевичско-Житковичский выступ, 2 – Припятский грабен, 3 – Северо-Припятское плечо

отложения. Девонские породы лежат в западной части территории на верхнепротерозойских образованиях, в восточной – на кристаллическом фундаменте. Выше отложений каменноугольного возраста присутствуют образования перми и всех геологических систем мезозоя и кайнозоя. Глубинными разломами прогиб расчленен на многочисленные ступени, горсты, грабены, погребенные выступы. По поверхности фундамента в составе прогиба выделяются *Припятский грабен* и *Северо-Припятское плечо*, примыкающее с севера к восточной части грабена.

Подлясско-Брестская впадина находится в юго-западной части Беларуси и в соседних районах Польши. На территории нашей страны глубина кристаллического фундамента изменяется от 0,5 до 2 км. Основная часть чехла впадины сложена породами венда, кембрия, ордовика, силура. На крайнем югозападе Беларуси Подлясско-Брестская впадина граничит с Луковско-Ратновским горстом, отделяющим ее от Волынской моноклинали. Оршанская впадина занимает почти всю северо-восточную четверть территории Беларуси и выходит за границы страны. Глубина залегания фундамента здесь достигает почти 2 км. На территории впадины повсеместно распространены рифейские, вендские и девонские образования. Между девонской толщей и сплошным четвертичным покровом местами присутствуют маломощные отложения юры и мела.

Латвийская седловина, соединяющая Белорусскую антеклизу с Балтийским щитом, заходит на территорию Беларуси своей южной частью на небольшом участке. Фундамент залегает здесь на глубине 0,7–1,0 км. Платформенный чехол седловины в основном представлен девонскими и четвертичными образованиями.

Полесская седловина располагается между Припятским прогибом и Подлясско-Брестской впадиной. Кровля фундамента находится на глубинах от 0,3 до 1 км. Чехол седловины сложен образованиями верхнего протерозоя, мезозоя и кайнозоя. Далеко на восток от Полесской седловины в виде структурного носа заходит Микашевичско-Житковичский выступ фундамента, на котором лежит очень маломощная (в среднем 20 м) толща осадочных пород.

Жлобинская седловина разделяет Припятский прогиб и Оршанскую впадину. Фундамент в пределах седловины залегает на глубинах 0,6–1,1 км. Основная часть разреза чехла приходится на верхнепротерозойские и девонские породы; выше залегают юрские, меловые и более молодые отложения.

Брагинско-Лоевская седловина находится между Припятским и расположенным на территории Украины Днепровско-Донецким прогибами. Глубина залегания фундамента 0,5–2 км. На седловине присутствуют девонские, каменноугольные и более молодые отложения.

Балтийская синеклиза, расположенная в основном за пределами Беларуси, заходит лишь в крайнюю северо-западную часть территории нашей страны. В чехле белорусской части синеклизы, мощность которого достигает 0,5 км, доминируют отложения кембрия, ордовика и силура.

Воронежская антеклиза незначительно заходит на юго-восток Беларуси своей западной частью. Чехол представлен отложениями верхнего протерозоя, девона, мезозоя и кайнозоя общей мощностью от 0,5 до 1 км.

В большей или меньшей степени изотопно-геохимическим изучением оказались охвачены отложения рифея, венда, всех геологических систем палеозоя и мезозоя (за исключением триаса) и квартера. С учетом существенного различия в строении, составе, генезисе и методологии изучения континентальных отложений квартера и более древних, в подавляющем большинстве морских образований, монография состоит из двух частей, одна из которых посвящена результатам изучения дочетвертичной (А. А. Махнач, Б. Г. Покровский), другая – четвертичной части (Н. А. Махнач) платформенного чехла.

Исходным каменным материалом при изучении дочетвертичных отложений в основном был керн скважин. Использовались также образцы пород, собранные в доломитовом карьере и соляных шахтах. Пробы вторичных минералов были получены путем ручного отбора из трещин, каверн и гнезд в породах. Акцессорные минералы каменной соли, сильвинита и карналлита выделялись путем растворения в дистиллированной воде представительных образцов пород и последующего отбора мономинеральных фракций из водонерастворимого остатка с применением бинокулярного микроскопа и тяжелых жидкостей.

При изучении изотопии четвертичной толщи основное внимание было уделено образованиям позднего плейстоцена и голоцена. Керн озерных отложений извлекался русским озерным буром. Карбонатные туфы и отложения палеоозер опробовались из береговых обнажений, а из более глубоких частей залежей – русским торфяным буром. Аутигенные карбонаты почв и подпочвенной части четвертичных терригенных толщ отбирались из шурфов, естественных и искусственных обнажений. Коллекция исследованных образцов включала также арагонитовые раковины современных озерных и речных моллюсков и кальцитовые сталактиты на бетонных сооружениях.

Главным образом исследовались изотопы углерода (¹³C/¹²C) и кислорода (¹⁸O/¹⁶O) в карбонатах и серы (³⁴S/³²S) в сульфатах, в гораздо меньшей степени – изотопы серы в сульфидах и кислорода в кварце и сульфатах. Масс-спектрометрический анализ выполнялся в основном в лаборатории литогидрогеохимии Института геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск (аналитики И. Л. Колосов, В. М. Колковский, О. В. Деменева) и лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН, Москва (Б. Г. Покровский, О. Л. Петров). Единичные партии проб были проанализированы во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте, Санкт-Петербург (Г.М. Ефремов, Т.В. Иванова), в Университете науки и технологий в Кракове (Т. Куц, М. Дулиньски), Университете им. М. Кюри-Склодовской в Люблине (С. Халас).

Изотопные отношения углерода (δ^{13} С) и в подавляющем большинстве случаев кислорода (δ^{18} О) в карбонатном материале даны относительно стандарта PDB, серы (δ^{34} S) в сульфатах и сульфидах – относительно стандарта CDT, кислорода в кварце, сульфатных минералах и растворах – относительно стандарта SMOW. Редкие случаи, когда результаты определения изотопных отношений кислорода в карбонатах приведены к стандарту SMOW, специально оговорены.

Точность (воспроизводимость) изотопных определений, использованных в работе, в большинстве случаев находится в пределах $\pm 0,2$ ‰; значения δ^{18} О в кварце определены с точностью $\pm 0,5$ ‰.

Важное значение при изотопно-геохимических исследованиях имели сопровождающие методы. Петрографические шлифы изучались авторами; химический, атомно-абсорбционный, рентгеновский, эмиссионный спектральный и электронно-микроскопический анализы выполнялись в специализированных лабораториях Института геохимии и геофизики НАН Беларуси и Института геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь. Для позднеплейстоценовых и голоценовых отложений активно использовались палинологические данные и радиоуглеродные датировки. Пыльцевой анализ выполнен главным образом В.П. Зерницкой, в меньшей степени – Г.И. Симаковой (Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси). Радиоуглеродный анализ по органическому веществу и карбонатному материалу производился в Институте геохимии и геофизики НАН Беларуси (В.М. Колковский, Г.И. Лучина, И.Д. Павлова) и в Киевской радиоуглеродной лаборатории (Н.Н. Ковалюх, В.В. Скрипкин).

Авторы выражают благодарность за разнообразную помощь названным выше ученым и специалистам, другим белорусским коллегам, работавшим в изотопно-геохимическом и поддерживающих направлениях (Н. Д. Михайлову, Л. Ф. Гулису, С. А. Кручеку, А. В. Матвееву, Г. Д. Стрельцовой, В. М. Шимановичу, А. Г. Лапцевич, О. Ф. Кузьменковой, Н. С. Яковлевой, В. Ю. Обуховской, Л. А. Каримовой, Д. П. Плаксу, Т. Ф. Саченко, Я. Г. Грибику, С. В. Демидовой, Н. Ю. Денисовой, Н. В. Глаз, С. И. Гримус, Т. В. Макаренко), а также О. В. Мурашко, выполнившей большую техническую работу при подготовке монографии.

Мы признательны академику НАН Беларуси А.В. Матвееву (Институт природопользования НАН Беларуси) и академику РАЕН Я.Э. Юдовичу (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН), сделавшим ряд полезных замечаний при рецензировании монографии, а также профессору Иерусалимского университета И. Колодны, профессору Польского геологического института Т.М. Периту и доктору геолого-минералогических наук В.Н. Кулешову (Геологический институт РАН) за поддержку изотопно-геохимических исследований в Беларуси.

LAGTS TEDEAR









ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ



Глава 1

ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ

1.1. Изотопы углерода – маркеры средне- и верхнерифейских отложений Волыно-Оршанского палеопрогиба

Отложения белорусской серии среднего и верхнего рифея занимают значительную часть территории Беларуси (рис. 3) и являются важной вехой в истории формирования земной коры – знаменуют собой начало второго доплитного (раннебайкальского) геотектонического этапа. Они представлены полесским (нижним) и лапичским (верхним) горизонтами, разделенными оршанской свитой (табл. 1). Эти два горизонта – единственные стратиграфические подразделения всего рифейского разреза, в сложении которых принимают участие карбонатсодержащие и карбонатные породы, пригодные для изотопных определений. И хотя в стратиграфической схеме верхнепротерозойских образований Беларуси [130] горизонты имеют определенные позиции (полесский горизонт – средний, а лапичский горизонт – верхний рифей), а ранее [24] была показана существенная разница в изотопном составе карбонатного углерода горизонтов, представляет интерес сопоставить изотопные характеристики углерода и кислорода с новейшими глобальными хемостратиграфическими данными.

Литология. Отложения полесского горизонта выполняют позднепротерозойский Волыно-Оршанский прогиб, который широкой полосой северо-восточного простирания пересекает территорию Беларуси, захватывая восточную часть Подлясско-Брестской впадины, Полесскую седловину, юго-восточную часть Белорусской антеклизы, Жлобинскую седловину и Оршанскую впадину (рис. 3). Глубина залегания кровли горизонта изменяется от 80 м на Полесской седловине до 4300 м в Припятском прогибе.

В основании горизонта лежит рогачевская свита (табл. 1) мощностью до 30–40 м, представленная аркозовыми разно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками бурой окраски с лиловым оттенком и серыми пятнами.

Выше рогачевской свиты в составе полесского горизонта выделяются пинская и руднянская свиты, являющиеся стратиграфическими аналогами, которые различаются по минеральному составу слагающих их песчаников. Пинская свита распространена в южной и центральной зонах развития отложений рифея, руднянская – в северной. Мощность первой – до 460, второй – до 300 м. Эта основная часть полесского горизонта сложена мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с прослоями средне- и разнозернистых песчаников, глин и глинистых алевролитов. Песчаники и алевролиты



Рис. 3. Распространение отложений белорусской серии рифея на территории Беларуси [19, 130] и скважины, материал которых использован для изотопных исследований [24]:
1 – полесский горизонт среднего рифея, 2 – оршанская свита среднего рифея (врезка),
3 – лапичский горизонт верхнего рифея, 4 – скважины: 1 – Богушевск 2; 2 – Червень 3;
3 – Червень 4; 4 – Осиповичи 5; 5 – Осиповичи 7; 6 – Осиповичи 9; 7 – Осиповичи 12;
8 – Осиповичи 14; 9 – Осиповичи 82; 10 – Рогачев 1; 11 – Несвиж 14; 12 – Пинск 15;
13 – Пинск 22; 14 – Пинск 24; 15 – Пинск 29; 16 – Слуцк 5; 17 – Слуцк 22; 18 – Житковичи 03;
19 – Житковичи 010; 20 – Житковичи 080; 21 – Житковичи 380; 22 – Житковичи 390



Таблица 1. Стратиграфическая схема отложений белорусской серии рифея Беларуси [130]

П р и м е ч а н и е. Штриховкой показано отсутствие отложений. олигомиктовые и мезомиктовые, иногда кварцевые, обычно слабо- и среднесцементированные, с глинистым и доломитовым цементом. Окраска пород красноцветная, полосами, пятнами и прослоями сероцветная. Большинству разрезов присуще ритмичное строение, заключающееся в чередовании пачек пород, сложенных терригенным материалом разного гранулометрического состава. Границы ритмов трассируются разнообразными признаками обмеления морского бассейна и внутриформационных размывов. К ним относятся: слои конгломератов и брекчий, прослои с глиняными катунами, трещины усыхания, красноцветность отложений, широкое развитие косослоистых текстур, обилие естественных шлихов тяжелых минералов. Именно к границам ритмов приурочены в основном доломитсодержащие и доломитовые породы [24]. В песчаниках и алевролитах доломит образует базальный и базально-поровый средне-мелкозернистый, реже крупнозернистый цемент, в глинистых породах – сгустки мелко-микрозернистой структуры.

Образования оршанской свиты распространены преимущественно в Оршанской впадине (рис. 3), к осевой части которой приурочены их максимальные мощности (до 620 м). Они трансгрессивно, с большим перерывом залегают на отложениях полесского горизонта, реже – на кристаллическом фундаменте. Свита представлена почти исключительно красноцветными кварцевыми песчаниками.

Лапичский горизонт мощностью 18–82 м залегает отдельными пятнами в южной части Оршанской впадины (рис. 3). Подстилается он отложениями полесского горизонта или оршанской свиты. Для него характерно частое чередование в разрезе терригенных, терригенно-глинистых, карбонатно-терригенных и доломитовых пород, наличие прослоев доломитовых брекчий, кавернозных и водорослевых доломитов с онколитами, катаграфиями, иногда строматолитами. Терригенные отложения разнообразны по гранулометрическому составу (песчаники, алевролиты, гравийно-галечные и дресвяно-щебенчатые породы). Преобладает красно-пестроцветная окраска пород. Позднерифейский возраст отложений лапичского горизонта определен на основании содержащихся в них микрофитолитов и изотопно-геохронологических данных. Горизонт рассматривается как стратиграфический аналог секретаркинской свиты пересыпкинской серии Пачелмского прогиба, калий-аргоновый возраст которой по глаукониту 795–898 млн лет [19].

Геохимия изотопов. Изотопный состав углерода в карбонатном веществе пород полесского и лапичского горизонтов (табл. 2) существенно различен. На корреляционной диаграмме δ^{13} C– δ^{18} O (рис. 4) видно, что полесские породы характеризуются исключительно отрицательными, а лапичские – в подавляющем большинстве положительными значениями δ^{13} C. Обособленные поля фигуративных точек изотопного состава углерода отложений этих двух горизонтов выделяются и на графиках, отражающих, кроме изотопии, их литологические различия, которые заключаются в преимущественно породообразующем значении доломита в лапичском горизонте и его второстепенной роли

в терригенных образованиях полесского горизонта (рис. 5). Значения δ^{13} С в полесских отложениях варьируют от -7,6 до -0,6 ‰, в среднем составляя $-3,3 \pm 0,3$ ‰, в лапичских – от -1,7 до 3,9, в среднем $1,2 \pm 0,3$ ‰. Изотопный состав углерода в карбонатном материале полесского горизонта в среднем на 4,5 ‰ легче, чем в лапичском. Практически такая же разница в значениях δ^{13} С между соответствующими временными интервалами среднего (мезопротерозой) и верхнего (неопротерозой) рифея отмечается на графике глобальных вариаций (рис. 6). Вместе с тем цифры по обоим изучавшимся горизонтам белорусского рифея несколько сдвинуты в сторону более низких значений по сравнению с глобальными.

Скважина	Глубина, м	SiO ₂ , %	MgO, %	CaO, %	$\delta^{13}C, \infty$ (PDB)	$\delta^{18}O, $ % (PDB)					
Лапичский горизонт (верхний рифей)											
Осиповичи 5	547,0	3,1	20,4	30,6	2,2	-6,1					
Осиповичи 7	546,5	12,2	17,9	26,0	0,5	-7,6					
	546,7	3,1	19,8	31,0	0,2	_					
	550,0	25,2	16,3	23,0	1,8	-10,5					
	550,5	10,6	18,0	26,3	-0,2	-6,7					
	550,6	0,7	19,5	32,5	0,4	—					
	550,7	26,0	12,7	20,7	0,4	—					
Осиповичи 9	703,0	3,4	18,9	30,3	2,1	—					
	704,0	1,0	19,4	31,8	0,8	—					
	704,1	2,0	18,9	30,6	0,7	—					
	712,5	1,9	21,0	31,2	1,1	_					
Осиповичи 12	700,0	2,4	21,2	30,9	2,7	-14,8					
	700,1	4,1	18,5	29,8	2,4	—					
	740,0	17,0	16,2	25,5	1,5	—					
	740,1	7,6	15,5	27,9	1,3	—					
Осиповичи 14	714,0	36,3	14,7	19,4	0,0	-8,4					
	714,1	3,5	18,4	29,7	0,3	—					
	714,2	13,1	16,6	24,6	1,0	—					
	714,3	24,7	15,6	21,7	0,2	—					
	763,5	6,2	20,0	28,9	3,4	-12,1					
	771,7	10,3	20,2	27,4	3,9	-8,7					
	772,0	11,0	19,3	21,1	3,0	-4,7					
	772,1	5,9	19,0	28,3	3,0	_					
	773,0	1,2	22,6	31,7	1,9	-10,8					
Осиповичи 82	657,0	0,3	19,6	30,2	0,2	_					

Таблица 2. Изотопный состав углерода и кислорода и химический состав	доломитов
и доломитсодержащих пород рифея Беларуси [24]	

Продолжение табл. 2

Скважина	Глубина, м	SiO ₂ , %	MgO, %	CaO, %	$\delta^{13}C, \infty$ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)					
Рогачев 1	642,0	53,3	9,3	10,8	-0,6	_					
	644,5	10,4	17,3	25,5	-1,7	-3,3					
	647,0	54,5	9,5	11,8	-0,4	-7,6					
Полесский горизонт (средний рифей)											
Богушевск 2	1580.0	89.5	1.3	1.3	-7.0	-13.1					
	1607,0	73.0	5,1	4,6	_	_					
	1629.0	67.7	6,4	6.0	-1.3	-12.7					
	1649,5	53,7	9,1	10,9	-1,7	-10,2					
	1660.0	65.0	7.1	8.2	-4.4	-8,0					
	1663.0	80,7	2,1	3.3	-4,9	_					
Рогачев 1	662,0	68,7	6,9	7,9	-5,7						
Червень 3	289,0	59,9	8,6	9,8	-4,0	-9,2					
1	308,0	19,7	16,0	23,9	-1,5	-6,7					
	311.0	61.0	7,9	8,7	-3,3	_					
	360,0	75,6	6,1	6,5	-4,2						
Червень 4	393,0	24,0	15,1	21,0	-5,6	-7,5					
1	417,0	66,5	7,6	8,0	-5,6	-3,1					
Червень 4	417,1	49,6	8,7	15,4	-5,3						
*	428,0	51,5	8,7	14,7	_	_					
	436,0	54,7	7,1	12,7	-4,2						
	444,0	61,4	7,0	12,7	_	_					
	450,0	74,6	4,3	7,4	-4,0						
	451,0	61,2	8,9	9,0	-3,6	_					
	461,0	54,5	8,6	14,3	_	_					
	468,0	29,0	15,9	21,0	-2,0	_					
Несвиж 4	155,0	58,6	5,9	11,0	-4,0	_					
Слуцк 5	283,0	2,0	19,7	31,4	-2,4	-5,4					
	283,1	33,6	14,4	20,9	-1,6	-6,9					
	286,0	59,9	7,6	9,1	-2,9	-4,6					
	371,0	60,6	6,6	8,3	-1,4	-7,3					
	371,1	64,5	7,0	8,3	-2,2	-4,0					
Слуцк 22	202,0	56,6	8,5	11,1	-1,6	-6,8					
Житковичи 03	330,0	60,0	8,6	10,1	-3,2	-9,2					
	334,0	60,6	8,4	9,1	-4,8	-11,3					
	346,0	61,1	9,6	10,3	-2,2	-1,4					
Житковичи 010	350,0	64,7	8,5	9,5	-2,6	_					
	382,1	71,9	6,8	8,4	_	_					
	384,1	35,6	14,2	19,6	-	_					

Окончание табл. 2

Скважина	Глубина, м	SiO ₂ , %	MgO, %	CaO, %	$\delta^{13}C, \infty$ (PDB)	$\delta^{18}O, $ % (PDB)
Житковичи 080	397,5	61,1	2,1	16,0	-7,6	-7,3
Житковичи 380	202,0	30,2	14,4	22,0	-0,6	_
Житковичи 390	355,0	75,7	6,4	7,7	-3,3	-9,4
	361,0	37,4	12,7	18,7	-1,5	-9,9
Пинск 15	188,0	58,9	7,5	13,0	-4,2	_
	335,0	64,7	7,9	13,3	-2,2	_
	335,1	71,2	6,9	12,8	-3,2	_
Пинск 22	255,0	72,2	6,6	12,0	-2,2	_
	255,5	1,1	20,2	32,8	-1,9	_
	255,6	3,5	18,9	31,8	-2,0	_
Пинск 24	640,0	63,7	6,4	8,6	-2,7	_
Пинск 29	413,0	63,1	5,9	9,6	-4,1	_

Примечание. Прочерк – отсутствие данных.

Вариации изотопного состава карбонатного (доломитового) кислорода рифейских пород Беларуси (табл. 2, рис. 4) гораздо более широкие, чем углерода. Диапазон изменений δ^{18} О для полесского горизонта составляет –13,1...–1,4 ‰, для лапичского находится в пределах –14,8...–3,3 ‰. Средние величины δ^{18} О



Рис. 4. Корреляционная диаграмма показателей изотопного состава углерода и кислорода в карбонатном веществе рифейских пород Беларуси [24]



Рис. 5. Связь изотопного состава карбонатного углерода с содержанием кремнезема (*a*) и оксида магния (б) в рифейских породах Беларуси

близки: $-7,7 \pm 0,7 \%$ (полесский горизонт) и $-8,4 \pm 0,9 \%$ (лапичский). Примерно такие, но несколько более высокие цифры δ^{18} О характеризуют соответствующие интервалы времени на графике глобальных изменений изотопного состава кислорода доломита в мезо- и неопротерозое (рис. 7).



Рис. 6. Глобальные вариации изотопного состава карбонатного углерода [310] и стратиграфическая позиция полесского (1) и лапичского (2) горизонтов рифея Беларуси в мезо- и неопротерозое

Таким образом, сопоставление показателей изотопного состава и углерода, и кислорода в карбонатном веществе пород рифея Беларуси с соответствующими глобальными хемостратиграфическими данными не противоречит отнесению полесского горизонта к среднему рифею, а лапичского – к низам верхнего рифея. Более уверенно об этом можно было бы говорить с учетом данных Sr-изотопной стратиграфии. Несколько более низкие значения δ^{13} С и δ^{18} О карбонатов этих горизонтов относительно глобальных цифр, вероятно, связаны с преобразованием пород под воздействием инфильтрационных метеогенных вод, обогащенных изотопно-легким почвенным углеродом и обеденен-



Рис. 7. Глобальные вариации изотопного состава кислорода кальцита (1) и доломита (2) [246] и стратиграфическая позиция полесского (3) и лапичского (4) горизонтов рифея Беларуси в мезо- и неопротерозое (нижняя линия – аппроксимация по средним значениям для кальцита, верхняя – то же для доломита)

ных изотопом O¹⁸. Это предположение основано на существовании большого числа очень длительных перерывов после накопления верхнепротерозойских отложений (см. рис. 1), которые сегодня во многих районах Беларуси служат важным источником пресных и солоноватых минеральных вод [85].

1.2. Вариации изотопного состава углерода, кислорода и серы в силурийских отложениях

Силурийские отложения Беларуси залегают на ее крайнем северо-западе и крайнем юго-западе и занимают самую незначительную площадь территории страны по сравнению с образованиями всех остальных геологических систем фанерозоя (см. рис. 1). Отложения силура в связи с их невысокой перспективностью на полезные ископаемые долгое время оставались недостаточно изученными. Однако они весьма интересны с изотопно-хемостратиграфических позиций. Глобальная силурийская кривая δ^{13} С характеризуется едва ли не самым лучшим разрешением среди всех периодов палеозоя, и углеродно-изотопная хемостратиграфия широко признана среди специалистов по силуру [283]. Относительно недавно в связи с проведением крупномасштабной геологической съемки, инженерно-геологических изысканий и изучением геотермальных ресурсов в Беларуси был пробурен ряд скважин, давших новый материал. Это позволило охарактеризовать и сопоставить изотопную хемостратиграфию двух представительных разрезов на западных склонах Белорусской антеклизы (в зоне ее сочленения с Балтийской синеклизой) и в пределах белорусской части Волынской моноклинали (рис. 8, а, см. рис. 2) [43, 45]. Постановка таких исследований была вызвана, по крайней мере, по двум причинам.



Рис. 8. Площадь распространения силурийских отложений на территории Беларуси [19] (*a*) и ориентировочное положение района исследований (черный квадрат) на схеме размещения континентов в силуре [292, 303; u.wikipedia.org/wiki/Peukym] (б)

1. Силурийские отложения Беларуси формировались в прибрежной (или даже береговой) части огромной водной акватории (палеозойского океана Реикум, или части Палеотетиса) (рис. 8, б). Вместе с тем литовские геологи выделяют прибрежную (в том числе белорусскую) часть бассейна как лагуну, отделенную от внутреннего шельфа барьером [345]. Было интересно выяснить, маркируются ли в изотопном составе углерода карбонатного вещества белорусских разрезов глобальные биотические события, в частности, такие как Иревикен и Мулде в венлоке [308], и насколько существенны изотопные сигналы локальной водной массы и поступлений углерода с суши.

2. В глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых силурийских отложениях северо-западной части Беларуси, вскрытых недавним бурением, были впервые обнаружены многочисленные проявления гипса. В настоящее время наиболее древним эвапоритовым бассейном на территории страны считается среднедевонский (эйфельский), в котором образовались пластовые гипсы, широко распространенные на территории Северной и Средней Беларуси, а также пласты ангидрита, реже каменной соли в Припятском прогибе. Представляло интерес ответить на вопрос, чем обусловлена природа гипсовых проявлений в силурийских отложениях – сгущением силурийской морской воды или инфильтрацией рассолов эйфельского бассейна галогенеза.

1.2.1. Западные склоны Белорусской антеклизы

Исследовался разрез скважины Давтюны 3к, пробуренной в Островецком районе Гродненской области (рис. 8, *a*). Биостратиграфическое расчленение отложений выполнено по миоспорам, акритархам, конодонтам и ихтиофауне [60, 110]. Каменный материал, изученный литологическими и геохимическими

методами, охватывал чуть более 105 м разреза и включал 39 образцов глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых пород, из которых 37 содержали проявления гипса.

Литология. Силурийские отложения вскрыты на глубине 98,3 м под образованиями эйфельского яруса среднего девона, представленными чередованием доломитов, мергелей, глин и алевролитов. Бурение скважины остановлено на глубине 226,6 м; из силурийской толщи она не вышла. Основная часть разреза сложена породами нижнего силура. В ней выделены отложения теличского яруса (швянчёнская свита) лландоверийского отдела, шейнвудского (ячёнская свита) и гомерского (островецкая свита) ярусов венлокского отдела. Венчается разрез образованиями горстийского яруса (вилейская свита) лудловского отдела верхнего силура.

Силурийские породы, за исключением самой нижней части пройденного разреза, где залегают чистые известняки, сложены карбонатным и глинистым материалом в разнообразных соотношениях. Чаще всего встречаются мергели известковисто-доломитовые и доломитисто-известковые, доломиты глинистые и известковистые глинистые (табл. 3, рис. 9). Карбонатность пород, начиная с кровли и до верхней части толщи теличского яруса, преимущественно доломитовая, затем вниз постепенно начинает меняться на известковую.

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)			
Верхний силур, лудловский отдел, горстийский ярус (вилейская свита)										
119,5	Доломит известковистый глинистый с гипсом в вертикальной трещине	5,6	87,1	7,3	-2,9	-3,1	_			
120,5	Доломит известковистый глинистый с гипсом в фенестрах	11,4	83,5	5,1	-3,5	-2,8	_			
Нижний силур, венлокский отдел, гомерский ярус (островецкая свита)										
140,0	Мергель доломитовый с гипсомв фенестрах	2,9	70,2	26,9	-4,2	-2,2	_			
156,0	Мергель известковисто-доломитовый с гнездами-желваками гипса	5,1	46,7	48,2	-0,2	-1,7	_			
159,0	Доломит известковистый глинистый с гипсом в фенестрах и гнездах-желваках	7,0	86,2	6,8	1,0	-2,6	26,7			
159,2	Доломит известковистый глинистый с гипсом в гнездах-желваках	6,3	73,7	20,0	2,6	-2,5	22,7			

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатном материале и серы в гипсе и сульфиде из силурийских отложений северо-запада Беларуси (скв. Давтюны 3к)

Продолжение	табл.	3
-------------	-------	---

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	Н.О., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)
160,5	То же	5,3	83,7	11,0	1,1	-2,9	23,7
160,6		5,0	89,8	5,2	1,0	-2,5	_
161,6		6,3	77,6	16,1	2,6	-2,4	22,3
161,9	Доломит известковистый с гнездами-желваками гипса	9,5	89,4	1,1	5,1	-3,1	_
	Нижний силур, венлокский (ячёнска:	і отдел, я свита)	шейнвуд	ский	ярус		
163,4	Доломит глинистый с гнездами-желваками гипса	4,1	78,0	17,9	5,0	-3,2	25,7
170,5	Доломит глинистый с гипсом, с лагающим гнездо-желвак и выполнение трещины	4,7	85,0	10,3	4,9	-1,8	_
171,5	Доломит глинистый с гнездами-желваками гипса	4,9	85,2	9,9	4,8	-2,6	_
174,0	Доломит глинистый с гипсом в вертикальной трещине	4,3	79,9	15,8	5,1	-2,3	24,0
177,0	Доломит глинистый с гнездами-желваками гипса	4,3	79,3	16,4	5,0	-2,2	_
177,2	Доломит известковистый глинистый	6,1	79,9	14,0	4,9	-2,2	_
178,6	Доломит глинистый с гнездами-желваками гипса	4,3	81,2	14,5	3,8	-2,7	23,6
181,2	То же	4,2	71,2	24,6	3,3	-3,1	_
183,0	_>>–	3,9	82,0	14,1	3,9	-2,4	-
184,5	Мергель известковисто-доломитовый с гнездом-желваком гипса	5,4	63,9	30,7	1,2	-3,2	21,7
187,2	Мергель доломитовый с гипсомв вертикальной трещине	4,1	67,6	28,3	0,4	-3,5	_
188,0	То же	4,7	60,4	34,9	0,7	-3,3	21,7
189,0	Мергель известковисто-доломитовый с гипсом в вертикальной трещине и гнезде-желваке	5,2	68,5	26,3	0,4	-3,3	21,8
191,0	Мергель известковисто-доломитовый с гнездом-желваком гипса	7,0	58,0	35,0	0,3	-4,2	_
193,0	Мергель известковисто-доломитовый с гипсом в вертикальной трещине и гнездах-желваках	6,3	54,3	39,4	0,5	-4,2	_
194,5	Мергель известковисто-доломитовый с гипсом в вертикальной трещине	6,5	66,0	27,5	1,3	-1,9	21,7
197,5	Мергель доломитовый с гипсом в вертикальной трещине	4,7	52,0	43,3	0,6	-4,6	_

Окончание табл. 3

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)			
	Нижний силур, лландоверийский отдел, теличский ярус (швянчёнская свита)									
200,0	Мергель известковисто-доломитовый с гнездами-желваками гипса	11,5	44,6	43,9	1,1	-4,1	_			
200,5	Мергель известковисто-доломитовый с гипсом в вертикальной трещине	6,3	60,9	32,8	0,6	-4,7	_			
204,0	Мергель глинистый известковисто-доломитовый с гнездами-желвакамигипса	6,8	33,8	59,4	1,4	-3,5	22,0			
207,7	Мергель доломитисто-известковый с гнездами-желваками гипса	34,1	27,1	38,8	1,5	-4,8	_			
211,0	То же	25,4	31,3	43,3	1,3	-5,0	-			
211,5	_ >> _	49,5	19,2	31,3	1,4	-5,2	-			
212,5	—»—	46,9	23,4	29,7	1,3	-5,1	-			
215,3	—»—	45,7	20,7	33,6	1,7	-5,2	22,1			
218,7	_ >> _	42,3	24,0	33,7	2,0	-5,1	-			
220,0	—»—	43,4	25,6	31,0	1,3	-5,2	-			
222,8	—»—	58,6	9,3	32,1	1,5	-5,1	21,3			
225,8	Известняк с псевдоморфозами пирита и марказита по остаткамкриноидей	92,3	4,6	3,1	0,4	-4,9	-23,2*			

П р и м е ч а н и е. Н.О. – нерастворимый остаток; * – значение δ^{34} S в пирите; остальные цифры в этом столбце – значения δ^{34} S в гипсе; прочерк – нет данных.

Цвет пород серый, реже светло-серый, иногда с бежевым или зеленоватым оттенком. Текстура обычно массивная, редко брекчиевидная и тонкослоистая, структура преимущественно пелитоморфно-микрозернистая и микро-мелко-зернистая.

Рентгенодифрактометрический анализ показал, что глинистая составляющая пород представлена гидрослюдой и хлоритом и что породы нередко окремнены. Небольшие гнезда мелкоагрегатного, иногда сферолитового аутигенного кварца отмечены и при просмотре шлифов. Из-за окремнения некоторые породы чрезвычайно крепкие. Отмечаются рассеянная, реже послойная вкрапленность и гнезда сульфидов. Пирит и марказит иногда образуют псевдоморфозы по органическим остаткам. Присутствуют единичные зерна глауконита.



Рис. 9. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатном веществе и серы в гипсе из силурийских отложений скв. Давтюны 3к на северо-западе Беларуси: 1 – известняк, 2 – доломит глинистый, 3 – доломит известковистый, 4 – доломит известковистый глинистый, 5 – мергель доломитовый, 6 – мергель известковисто-доломитовый, 7 – мергель доломитистоизвестковый, 8 – мергель глинистый известковисто-доломитовый, 9 – гипс в трещинах, 10 – гипс в фенестрах, 11 – гипсовые гнезда-желваки; в столбце «глубина» позиция изученных образцов показана вне масштаба



Рис. 10. Органические остатки в теличских отложениях скв. Давтюны 3к (определения Д. П. Плакса и В. И. Пушкина) (фотографии шлифов, н ||): *а* – колония мшанок, фрагменты раковин брахиопод и остракод, остатки водорослей и червей (гл. 225,8 м); *б* – скелетные элементы иглокожих, обломки раковин брахиопод (гл. 212,5 м); *в* – скелетные элементы иглокожих, остатки водорослей, в том числе мутовчатой сифонеи (гл. 220 м); *г* – замещенные глауконитом раковины остракод, остатки водорослей (мутовчатая сифонея), скелетные элементы иглокожих (гл. 220 м)

Помимо миоспор, акритарх, остатков ихтиофауны и конодонтов, по которым произведено стратиграфическое расчленение разреза, в породах присутствуют остатки иглокожих, брахиопод, остракод, мшанок, червей, другой бентосной фауны и водорослей (рис. 10, 11). Они хорошо различимы в шлифах пород нижней половины разреза, начиная с середины его шейнвудской части. Их количество растет вниз по разрезу по мере увеличения в породах известковой составляющей.

По всему изученному разрезу встречается гипс. Выделяются три морфологических вида его проявлений: 1) гнезда-желваки; 2) выполнение трещин; 3) выполнение фенестральных полостей (рис. 9, 12).

Чаще всего встречаются гнезда-желваки. Этим термином мы объединили округлые, иногда шаровидные плотноупакованные во вмещающих породах скульптуры (явные желваки) и скульптуры, тоже плотноупакованные, но не имеющие отчетливо округлых очертаний или определить истинную форму



Рис. 11. Ассоциация раковины брахиоподы *Hemitoechia sp.* (определение Т. Ф. Саченко) и гипса (светлое) в глинистом доломите из шейнвудской толщи скв. Давтюны 3к (гл. 178,6 м) (фотография керна)

которых в керне не представлялось возможным. Размер гнезд-желваков обычно от нескольких миллиметров до 2,5 см, а самое крупное из отмеченных нами проявлений этого типа имеет величину 3×4 см. Цвет гипсовых гнезд-желваков светло-оранжевый, оранжевый, розовый, белый, серый. Гипс сахаровидный и пластинчатый. В последнем случае, особенно когда пластины крупные, гипс бесцветный или желтоватый.

Трещины с гипсом вертикальные. Их ширина от 2 до 6 мм. Гипс в них пластинчатый и крупнопластинчатый, иногда волокнистый, бесцветный. Ориентировка гипсовых кристаллов обычно горизонтально параллельна, реже перпендикулярна стенкам трещин, иногда под углом 30° к горизонту.

Реже всего гипс выполняет фенестральные полости (поры усыхания или очень ранние разрывы в быстро литифицирующемся осадке) [136, 338]. Фенестры приурочены к верхней части нашего разреза и имеют угловатую, то вытянутую, то изометричную форму; их размер от нескольких миллиметров до 1,5 см. Гипс в них бесцветный и прозрачный, монокристаллический; такие фенестры хочется назвать «глазка́ми». В одном случае фенестры с оранжевым гипсом имеют псевдокубическую с вогнутыми гранями форму, подобную той, что характерна для полостей, возникающих в результате растворения кристаллов галита в полулитифицированном осадке.

Завершая краткую литологическую характеристику разреза, заострим внимание на нескольких примечательных чертах локализации гипса в породах, существенных для реконструкции условий формирования отложений. Во-первых, несмотря на частую встречаемость гипсовых проявлений в разрезе, не обнаружено ни пластов гипса, ни, хотя бы, его прослоек, проходящих через весь керн. Во-вторых, в разрезе, а иногда даже в одном образце керна соседствуют плотноупакованные желваки гипса, образование которых возможно в нелитифицированном субстрате, и гипс в вертикальных четко очерченных трещинах, которые могли появиться лишь в хрупкой консолидированной породе. В-третьих, интересна ассоциация выделений гипса с остатками бентосной фауны, в том числе явно стеногалинной (рис. 11).



Рис. 12. Гипс, слагающий гнезда-желваки (*a*−*г*), выполняющий трещину (*∂*) и фенестры (*e*) в силурийских отложениях (скв. Давтюны 3к) (фотографии керна): *a* − гл. 163,4 м, шейнвудский ярус; *б* − гл. 159 м, гомерский ярус; *в* − гл. 184,5 м, шейнвудский ярус; *г* − гл. 215,3 м, теличский ярус; *∂* − гл. 174 м, шейнвудский ярус; *e* − гл. 140 м, гомерский ярус

Изотопы углерода. Флуктуации значений δ^{13} С карбонатного вещества пород изучаемого разреза существенны: от -4,2 до 5,1 ‰. Интересно сравнить конфигурации нашего изотопного графика (см. рис. 9) и глобальной хемостратиграфической кривой (рис. 13), построенной на данных по о-ву Готланд (в Балтийском море) и Северной Америке, в том числе Арктической Канаде [308, 310]. В нижней части разреза скв. Давтюны 3к, приходящейся на теличский ярус лландоверийского отдела, вариабельность значений δ^{13} C крайне низка, так же как и на большей верхней части теличского интервала глобальной кривой. В интервале от 187,2 до 161,9 м нашего разреза выявляется отчетливый положительный экскурс δ^{13} C с амплитудой 4,7 ‰. Он, по-видимому, маркирует биотическое событие Иревикен в шейнвудском веке венлокской эпохи, отмеченное положительным экскурсом δ^{13} С такой же большой амплитуды на глобальной хемостратиграфической кривой. Стоит отметить, что данное событие на этой кривой датируется ранним шейнвудом, а в скв. Давтюны 3к положительный экскурс δ^{13} С отмечен в верхней половине шейнвудской части разреза. Это кажущееся противоречие может быть объяснено следующим образом. Во-первых, на территории Беларуси шейнвудский ярус палеонтологически не расчленен на подъярусы. Во-вторых, здесь, в самой прибрежной части бассейна осадконакопления значительные части силурийского разреза отсутствуют в результате перерывов в седиментации из-за миграции береговойлиниииливследствиеразмыва. Такимобразом, вполневероятно, чтовизучаемом нами разрезе имеются отложения только раннего шейнвуда. На глобальной хемостратиграфической кривой в части, отвечающей гомерскому веку венлокской эпохи, видны два положительных пика δ¹³С с амплитудой меньшей, чем для события Иревикен. Интересно, что эти экскурсы, сопоставляемые с глобальным событием Мулде, распознаны в разрезе скв. Ледай 179 в Восточной Литве, пробуренной относительно недалеко от точки наших исследований [345]. Наша изотопная кривая в интервале, отвечающем гомерскому ярусу, имеет недостаточное разрешение. Однако один положительный экскурс в 1,5–1,6 ‰ в этой части кривой все же просматривается.



Рис. 13. Отражение биотических событий в теличском, шейнвудском и гомерском веках силура на глобальной углеродно-изотопной кривой [308]

Таким образом, в силурийском разрезе северо-запада Беларуси выявляются сигналы временно́го изменения изотопного состава растворенного неорганического углерода в палеозойском океане Реикум. Позитивный экскурс δ¹³С маркирует глобальное биотическое событие Иревикен в шейнвудском веке. Имевшее место воздействие суши на процесс седиментации в крайней прибрежной части Балтийского силурийского бассейна, на которое указывает существенная глинистость отложений, не смогло затушевать глобальный изотопный сигнал.

Изотопы кислорода. Е. Л. Гроссман [223], основываясь на работе К. Азми и др. [295], обобщивших данные по изотопному составу кислорода раковин брахиопод из силурийских отложений Прибалтики, Скандинавии, Украины, Польши и Канады, резюмировал, что для большей части силура значения δ^{18} О довольно стабильны и находятся на уровне -6...-4 ‰. Почти такие же, но несколько более высокие значения характерны и для изучавшегося нами разреза: флуктуации – от -5,2 до -1,7, среднее $-3,4 \pm 0,2$ ‰. Не исключено, что небольшая разница в изотопном составе кислорода между глобальными и нашими данными связана с испарительным осолонением среды карбонатонакопления на северо-западе Беларуси, начиная с конца лландоверийской эпохи, приведшем к смене преимущественно известковой седиментации на преимущественно доломитовую (см. рис. 9).

М. Дж. Мельчин и др. [283], анализируя ряд опубликованных кислородноизотопных кривых для силура, приходят к выводу, что на общий слабый тренд снижения δ^{18} О на протяжении периода накладывается ряд положительных экскурсов, которые приблизительно синхронизируются с такими же экскурсами δ^{13} С. Некоторую подобную синхронизацию в области шейнвудского события Иревикен мы видим и на изотопных кривых силурийского разреза скв. Давтюны 3к (см. рис. 9).

Таким образом, изотопный состав кислорода глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых пород силура на северо-западе Беларуси, с одной стороны, несет сигналы глобального характера (близость значений δ^{18} О таковым в других регионах и синхронный положительный экскурс δ^{18} О и δ^{13} С в шейнвудских отложениях), а с другой – отражает местное геологическое явление – эвапоритизацию морской воды.

Изотопы серы. Изотопный состав серы в гипсе гнезд-желваков, трещинных выполнений и фенестр существенно изменчив по разрезу скв. Давтюны 3к (см. табл. 3, рис. 9). Отмечаются две особенности поведения изотопов серы в разрезе. Во-первых, значения δ^{34} S в нижней половине разреза (21,3–22,1 ‰) ниже, чем в верхней (22,3–26,7 ‰). Во-вторых, просматривается положительный экскурс δ^{34} S в части разреза, соответствующей шейнвудскому событию Иревикен, отчетливо трассирующемуся таким же экскурсом по δ^{13} C и несколько менее отчетливо по δ^{18} O. Наша серно-изотопная кривая имеет слабое разрешение, и трудно сказать, с чем связаны эти особенности динамики δ^{34} S по разрезу. Возможно, они несут глобальную хемостратиграфическую нагрузку, а может быть, обусловлены местными изменениями в интенсивности сульфатредукции, которая сопровождается облегчением формирующейся сульфидной серы и утяжелением остаточной сульфатной [23]. Напомним, что в нашем разрезе сульфат-редукция проявляет себя вкрапленностью в породах и псевдоморфозами пирита-марказита по органическим остаткам (единичное определение δ^{34} S сульфида составило –23,2 ‰).

Более определенно, чем конфигурацию кривой значений $\delta^{34}S$, можно трактовать их порядок.

Гипсовые желваки, выполнения трещин и фенестр в силурийских отложениях скв. Давтюны 3к по особенностям локализации и морфологии похожи на проявления гипса (гнезда, желваки, выполнения трещин в карбонатных породах, цементы в песчаниках, алевролитах, гравелитах) в образованиях самых низов среднего девона (адровский горизонт), отложениях нижнего девона, ордовика, кембрия и верхнего протерозоя на территории Северной и Средней Беларуси. Далее в п. 4.4.1 настоящей книги будет показано, что происхождение этих проявлений на основании сходства изотопного состава их серы и серы среднедевонского (эйфельского) пластового гипса следует связывать с влиянием нисходящих рассолов среднедевонского бассейна галогенеза. А значения δ^{34} S гипса из силурийских отложений нашего разреза (от 21,3 до 26,7, в среднем 22,9 ± 0,4 ‰) ощутимо более высокие, чем для пластового эйфельского гипса (18,4 ± 0,4 ‰) (см. ниже, п. 1.3.1). Они близки диапазону значений (~ 24–28 ‰), характерных для силура на глобальной палеозойской кривой (рис. 14), но несколько ниже их, возможно в связи с влиянием легкой континентальной серы в краевой (белорусской) части седиментационного бассейна.

Это свидетельствует о том, что проявления гипса в силурийских отложениях северо-запада Беларуси сформировались с участием сгущенной силурийской морской воды. Данный тезис с общегеологических позиций можно под-



Рис. 14. Изменение изотопного состава сульфатной серы морской воды в палеозое [253]

крепить тем, что эйфельские отложения, перекрывающие силурийские в изучавшемся разрезе и окрестностях, не содержат пластов гипса, что свидетельствует об отсутствии здесь среднедевонского эвапоритового бассейна, рассолы которого могли бы быть потенциальным агентом гипсообразования в нижележащих отложениях. Вместе с тем в глинисто-доломитовых отложениях силура Южной и Восточной Литвы (Пренай, Жежмаряй, Кауно-Воке, Вильнюс, Швянчёнис), недалеко от места наших исследований, присутствуют включения и прослои гипса, которые, по мнению литовских геологов, образовались в осолоненной лагунной обстановке [20, 58, 66, 264].

Условия формирования отложений. Модель формирования силурийских отложений на северо-западе Беларуси должна взаимоувязывать следующие основные позиции, вытекающие из результатов литологического и изотопно-геохимического изучения разреза.

1. Формирование отложений происходило в прибрежной части морского бассейна; они несут изотопные сигналы океанической акватории.

2. В теличском веке накапливались осадки с преимущественно известковой карбонатностью и многочисленными фаунистическими остатками. В шейнвудском, гомерском и горстийском веках карбонатность аккумулирующихся отложений была существенно доломитовая. Уменьшение в них количества фоссилий, а может быть, и утяжеление изотопного состава кислорода пород свидетельствуют о некоторой эвапоритизации водной среды карбонатной седиментации в этом временном интервале.

3. Источником гипсообразующих рассолов, судя по изотопному составу серы гипса, являлась силурийская морская вода. Образование гипса было постседиментационным, что вытекает из локализации его в виде гнезд-желваков, выполнения трещин и фенестр при отсутствии в разрезе гипсовых прослоев. На это, очевидно, указывает и нахождение гипса в породах вместе с остатками нормально-морской фауны.

Концептуальной канвой предлагаемой модели формирования силурийских отложений на северо-западе Беларуси является предположение о связанном с миграцией береговой линии чередовании (вероятно, довольно частом) на этой территории трех фациальных обстановок: 1) сублиторальной (мелководной подприливной), 2) литоральной (межприливной, приливно-отливной) и 3) супралиторальной (надприливной). П. Лапинскас [264], изучавший литовскую часть обширного Балтийского седиментационного бассейна, где силурийские отложения имеют гораздо бо́льшие распространение, мощность и стратиграфическую полноту, нежели в Беларуси, выделил ряд латерально, с запада на восток, сменяющих друг друга различных фациальных обстановок. Среди них есть и те три, которые, по нашему мнению, сменяли друг друга во времени (так сказать, «по вертикали») в районе скв. Давтюны 3к.

Важной чертой эволюции фациальных условий в белорусской, самой прибрежной части Балтийского силурийского бассейна также было несомненное существование нередких и, вероятно, долгих перерывов в осадконакоплении. Это следует из сопоставления длительности накопления и мощности изучавшейся части силурийского разреза в скв. Давтюны 3к. Отрезок времени с лландовери до лудлова включительно, в течение которого сформировалась наша толща мощностью ~106 м, составляет ~15 млн лет [283]. Вместе с тем, если приблизительно принять скорость седиментации равной 3 см в 1000 лет [18], легко рассчитать, что для накопления такой толщи при отсутствии пауз в осадконакоплении хватило бы гораздо меньше времени (~3,5 млн лет).

С учетом того что в изучавшемся разрезе гипсообразование осуществлялось как в нелитифицированном (гнезда-желваки), так и литифицированном (выполнение трещин и фенестр) субстрате, принципиальным аспектом модели формирования отложений являются особенности их литификации. Дадим краткую характеристику этих особенностей в районах современной карбонатной седиментации, опираясь на сделанную нами ранее сводку данных из англоязычной литературы [87].

Для мелководных условий сублиторали отмечаются два случая литификации карбонатного осадка.

Для первого из них характерны цементация и литификация осадка у поверхности дна («твердое дно»). Основным фактором, создающим предпосылки для субповерхностной цементации, является замедление или прекращение осадконакопления. Это может быть связано с флуктуациями гидрологических параметров в бассейне (изменением направления течений, степени прогрева воды и т.д.) и с выводом участка подводной отмели из зоны активной карбонатной седиментации вследствие изменений уровня моря. В качестве примера можно привести придонную литификацию известковых песков Персидского залива, где она отмечается на площади в 70 тыс. км² в пределах глубин моря от 1 до 60 м. Пласты сцементированных карбонатных песков мощностью 5–10 см либо обнажены на дне, либо перекрыты маломощными слоями карбонатного песка и залегают на нелитифицированных осадках. Иногда обнаруживается несколько плотных пластов, разделенных рыхлыми известковыми песками.

Для второго случая литификации в сублиторальной зоне характерен резкий переход от поверхностных обводненных карбонатных илов к их литифицированным аналогам. В классических областях мелководно-морской седиментации (Багамские банки, Флоридский залив) мощность современных илов в сублиторали измеряется несколькими метрами. Глубже залегают литифицированные известняки. Литификация здесь проходила в результате эвстатических колебаний уровня океана в течение последних 1–2 млн лет в обстанов-ке крайнего обмеления или даже осушения морского дна («экзодиагенез» по М. С. Швецову).

Общим в двух рассмотренных случаях диагенеза сублиторальных осадков является их быстрая литификация вблизи морского дна. Но в первом случае она связана с остановкой карбонатного осадконакопления, что может иметь место как при обмелении, так и при углублении моря, а во втором – с выводом

осадка к поверхности или в субаэральные условия. Причины литификации в обоих случаях до конца не ясны. Не исключено, что «твердое дно» образуется с активным участием органического вещества, разложение которого благоприятствует растворению и переотложению карбонатных минералов. Экзодиагенез может быть связан с процессами испарения морской воды и повышения ее концентрации, а также с действием метеорных вод (при выводе осадка на воздух), которые, смешиваясь с морскими, способствуют растворению и переотложению карбонатов.

Литоральная зона является местом интенсивной литификации карбонатных осадков, которая осуществляется под влиянием периодического осушения и испарения, смешения морских вод с пресными и биохимических процессов, протекающих в результате деятельности бактерий и водорослей. В этих условиях карбонатные пески могут быстро цементироваться карбонатом же, превращаясь в породу типа бичрока. Такие сцементированные пески встречаются, например, в литоральной полосе вдоль берегов на островах в Карибском море. Физико-химическими причинами образования цементов являются испарение иловых растворов в порах осадка и колебания концентрации углекислого газа в морских поровых растворах, близких к состоянию насыщения по карбонатным минералам. Эти колебания могут вызываться разными причинами, в частности фотосинтезирующей деятельностью водорослей.

Таким образом, для мелководной сублиторали и литорали характерна быстрая консолидация карбонатных осадков. Однако при этом отмечается чередование литифицированных и нелитифицированных пластов. Кроме того, вполне вероятно, что глинистость силурийских карбонатных отложений северо-запада Беларуси, явно повышенная по сравнению со взятыми в качестве аналогов современными осадками, тормозила процесс литификации.

В связи с частыми колебаниями уровня моря силурийские глинисто-карбонатные отложения, накапливавшиеся в сублиторальной и литоральной обстановках, периодически выводились в субаэральные условия. Это были эпизоды перерывов в осадконакоплении. Территория представляла собой пляж, сложенный неравномерно литифицированными карбонатными осадками, который заливался морской водой во время сильных штормов и ветровых нагонов. После них здесь, в наиболее пониженных частях рельефа плоской супралиторальной равнины определенное время сохранялась морская вода. В условиях аридного климата, существование которых можно предполагать, исходя из расположения территории в силуре вблизи экватора (см. рис. 8, δ), она подвергалась интенсивному испарению и концентрированию и, будучи уже сконцентрированной на поверхности, просачивалась в карбонатный осадок и насыщала его. Здесь «включалось» внутригрунтовое испарение, вызывавшее формирование гнезд-желваков гипса в не успевших литифицироваться осадках и выполнение гипсом трещин и фенестр в литифицированном субстрате. Принципиальная схема диагенеза осадков супралиторальных равнин дана на рис. 15.



Рис. 15. Схематический разрез зоны диагенеза карбонатного осадка супралиторальной равнины на средиземноморском побережье Египта [352]. Минерализация (М) растворов увеличивается вверх по разрезу в результате внутригрунтового испарения, сопровождаемого восходящим капиллярным движением воды

В осадках современных супралиторальных равнин на побережьях Персидского залива, Красного моря, Калифорнии и в других регионах кроме гипса образуются также доломит, реже галит. Мы уже отмечали, что в лландоверийской части разреза Давтюны 3к карбонатность преимущественно известковая, а в венлокской и лудловской – доломитовая. Нам представляется, что это могло быть связано не с диагенетической докристаллизацией доломита под влиянием растворов в пределах супралиторали, а с несколько более высокой соленостью седиментационных вод в сублиторальной и литоральной обстановках карбонатонакопления в венлокскую и лудловскую эпохи, по сравнению с лландоверийской. Об этом свидетельствует примерно одинаковое количество проявлений гипса, генетически не связанного со средой карбонатонакопления, в доломитовой и известковой частях разреза. Что же касается кристаллов галита, иногда сопровождающего гипс на современных супралиторальных равнинах, то на его былое присутствие в отложениях нашего разреза могут лишь «робко» указывать псевдокубические (с вогнутыми гранями) фенестры, заполненные гипсом (см. рис. 12, *е*).

Таким образом, многократное наложение супралиторальных обстановок на глинисто-карбонатные отложения, сформированные в мелководных сублиторальных и литоральных условиях, привело к образованию гипса в силурийских отложениях северо-запада Беларуси.

Основные результаты изучения глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых силурийских отложений в диапазоне от теличского яруса лландоверийского отдела до горстийского яруса лудловского отдела в разрезе скв. Давтюны 3к на северо-западе Беларуси сводятся к следующему.

1. На фоне существенных флуктуаций значений δ^{13} С карбонатного вещества пород разреза (от –4,2 до 5,1 ‰) в его интервале от 187,2 до 161,9 м выявляется отчетливый положительный экскурс δ^{13} С с амплитудой 4,7 ‰. Он маркирует биотическое событие Иревикен в шейнвудском веке венлокской эпохи, отмеченное положительным экскурсом δ^{13} С такой же большой амплитуды на глобальной хемостратиграфической кривой. Таким образом, отложения самой прибрежной части Балтийского силурийского бассейна несут изотопный сигнал океанической акватории Реикум.

2. Значения δ¹⁸О карбонатного материала изученного разреза изменяются от -5,2 до -1,7 ‰. Они близки значениям для силура Прибалтики, Скандинавии, Украины, Польши и Канады (-6...-4 ‰), но несколько выше их. Таким образом, изотопный состав кислорода силурийских отложений на северо-западе Беларуси, с одной стороны, несет сигнал глобального характера, а с другой – вероятно, отражает местное геологическое явление – некоторую эвапоритизацию морской воды. Последняя выражается сменой теличских отложений с пре-имущественно известковой карбонатностью шейнвудскими, гомерскими и горстийскими преимущественно доломитовыми образованиями.

3. По всему изученному разрезу встречается гипс в виде гнезд-желваков, а также выполнений трещин и фенестральных полостей. Значения δ^{34} S гипса изменяются от 21,3 до 26,7 ‰ и близки диапазону значений (~24–28 ‰), характерному для силура на фанерозойской изотопной кривой. Это указывает на то, что источником гипсообразующих рассолов была силурийская морская вода, а не «возможный претендент на эту роль» – рассолы среднедевонского (эйфельского) эвапоритового бассейна, который был широко распространен на территории Северной и Средней Беларуси и оставил пласты гипса со значениями δ^{34} S (18,4 ± 0,4 ‰), существенно более низкими, чем для гипса из силурийских отложений.

4. История формирования силурийских отложений на северо-западе Беларуси представляется как частая смена литоральных и мелководных сублиторальных условий, в которых накапливались в разной степени литифицированные глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые отложения, своеобразными перерывами в седиментации, которые соответствовали развитию супралиторальных обстановок. В течение таких эпизодов территория представляла собой пляж, заливавшийся при сильных штормах и ветровых нагонах морской водой, которая скапливалась в пониженных частях плоской супралиторальной равнины. Здесь морская вода подвергалась интенсивному испарению и концентрированию, просачивалась в глинисто-карбонатный осадок и насыщала его. В результате ее внутригрунтового испарения происходило формирование гнезд-желваков гипса в еще не успевших литифицироваться осадках и выполнение гипсом трещин и фенестр в литифицированном субстрате.

1.2.2. Волынская моноклиналь

Постановка исследований силурийских отложений юго-западного района Беларуси в разрезе, вскрытом скважиной Комаровка 91 з/10 (Брестский район) на Волынской моноклинали (см. рис. 8) [43], обусловлена следующим. Было интересно посмотреть, отражаются ли в изотопном составе углерода и кислорода карбонатного материала литолого-фациальные и стратиграфические различия силурийских отложений в пределах юго-западного и северо-западного (скв. Давтюны 3к) сегментов. На юго-западе отложения не содержат гипса, более глинистые и, как полагают, более глубоководные, чем на северо-западе, имеют бо́льшую мощность и стратиграфическую полноту [19, 71]. Имелась также надежда на выявление здесь углеродно-изотопных экскурсов, которые на силурийской хемостратиграфической кривой маркируют целый ряд глобальных биотических событий [308].

Литология. Силурийские отложения в скважине Комаровка 91 з/10 вскрыты в интервале 339,8–885,0 м. Их стратиграфическое расчленение выполнено Д.П. Плаксом по граптолитам, В.Ю. Обуховской – по спорам и акритархам [71]. Выше залегают образования визейского яруса нижнего карбона, ниже – ордовикские отложения. Нижний силур представлен отложениями лландоверийского (керн не поднят) и венлокского (шейнвудский и гомерский ярусы) отделов. Верхнесилурийская часть сложена породами лудловского (горстийский и лудфордский ярусы) и пржидольского отделов.

Каменный материал, изучавшийся изотопным и сопутствующими методами, охватывал чуть более 500 м разреза и включал 46 образцов карбонатноглинистых пород.
В разрезе доминируют глины и мергели (табл. 4). Глины обычно содержат известковую и доломитовую примесь в разных соотношениях; реже встречаются почти бескарбонатные разности. Мергели чаще всего глинистые доломитисто-известковые. В некоторых интервалах глины и мергели включают алевритовую кварцевую примесь, иногда отмечается пиритизация (точечная вкрапленность и по органическим остаткам). Текстура пород неяснотонкослоистая и массивная, структура, как правило, пелитоморфная и микрозернистопелитоморфная (рис. 16), фрагментами (по органическим остаткам) – мелкозернистая, реже среднезернистая. Встречаются редкие субвертикальные трещины, выполненные средне- и крупнозернистым кальцитом.

Таблица 4. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатном материале силурийских отложений юго-запада Беларуси (скв. Комаровка 91 з/10, Волынская моноклиналь)

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)			
	Верхний силур, пржидольский отдел								
340,1	Глина известковисто-доломитистая	10,0	10,6	79,4	-1,1	-4,4			
340,5	То же	7,2	8,9	83,9	-0,2	-4,7			
343,8	Глина доломитистая	3,9	6,8	89,3	-0,8	-5,8			
345,3	Мергель доломитисто-известковый	63,4	10,4	26,2	-2,1	-4,1			
349,5	Глина доломитисто-известковистая	8,6	7,0	84,4	-0,7	-5,1			
356,0	Мергель глинистый доломитовый	4,1	45,3	50,6	3,0	1,1			
357,2	Мергель доломитисто-известковый	67,0	6,8	26,2	-1,8	-3,9			
358,5	Мергель глинистый известковисто-доломитовый	11,8	17,2	71,0	-0,5	-4,9			
360,0	Мергель доломитисто-известковый	59,1	8,3	32,6	-0,9	-5,0			
361,8	Глина доломитисто-известковистая	11,6	11,2	77,2	-0,6	-5,5			
401,8	Известняк глинистыйдоломитистый	68,9	6,4	24,7	-0,1	-3,8			
	Верхний силур, лудловский	отдел, л	удфордск	сий ярус	c				
493,8	Мергель глинистый известковый	27,0	4,8	68,2	0,1	-5,8			
495,3	Мергель глинистый доломитисто-известковый	22,7	8,3	69,0	-0,2	-6,2			
526,5	То же	21,1	14,6	64,3	0,1	-6,2			
527,4	Глина доломитисто-известковистая	13,4	8,7	77,9	0,0	-7,1			
530,0	Мергель глинистый доломитисто-известковый	18,6	8,5	72,9	0,3	-7,1			
545,0	То же	22,7	8,7	68,6	0,0	-6,8			
547,6	Глина доломитисто-известковистая	13,4	6,6	80,0	0,0	-7,3			

Продолжение	табл.	4
-------------	-------	---

				1		
Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	Н.О., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
550,5	Мергель доломитисто-известковый	53,9	6,6	39,5	_	-6,8
561,1	То же	53,2	11,4	35,4	-0,5	-6,1
562,8	Мергель глинистый доломитисто-известковый	26,1	9,3	64,6	0,2	-7,1
565,0	То же	27,0	7,2	65,8	-0,2	-6,8
	Верхний силур, лудловский	отдел, г	орстийск	зий ярус	2	
586,9	Глина доломитисто-известковистая	14,7	8,9	76,4	0,4	-6,8
590,7	То же	12,3	9,8	77,9	0,2	-7,0
597,5	_>>-	14,0	9,8	76,2	0,4	-6,6
599,0	Мергель глинистый доломитисто-известковый	29,9	10,4	59,7	0,3	-9,3
599,0	Кальцит из трещины, загрязненный вмещающей породой	72,9	5,0	22,1	-1,3	-6,6
607,0	Мергель глинистый доломитисто-известковый	16,1	11,9	72,0	0,3	-5,7
611,2	Известняк глинистый доломитистый	69,8	12,7	17,5	8,7	-2,4
619,8	Мергель глинистый доломитисто-известковый	18,6	8,3	73,1	0,2	-6,7
623,0	То же	20,2	8,7	71,1	-0,1	-6,7
636,5	Мергель доломитисто-известковый	41,3	11,7	47,0	2,4	-6,2
645,0	Мергель глинистый доломитисто-известковый	25,4	15,2	59,4	3,6	-6,5
	Нижний силур, венлокский	й отдел,	гомерски	ій ярус		
652,3	Мергель глинистый известковисто-доломитовый	21,8	23,6	54,6	1,4	-6,2
666,0	Мергель глинистый доломитисто-известковый	20,2	9,6	70,2	0,8	-6,3
669,0	Глина известковисто-доломитистая	9,1	10,4	80,5	0,2	-6,1
671,5	То же	8,2	11	80,8	0,1	-6,0
675,0	Глина доломитисто-известковистая	15,9	8,3	75,8	0,2	-6,9
716,0	Известняк глинистый доломитистый	66,3	8,7	25,0	-0,1	-5,7
	Нижний силур, венлокский	отдел, ш	ейнвудси	сий яру	c	
757,0	Глина доломитисто-известковистая	7,5	6,1	86,4	0,1	-6,6
845,0	Глина доломитистая	4,9	9,8	85,3	-0,1	-6,6

Окончание табл. 4

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	Н.О., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
846,0	Глина доломитисто-известковистая	12,3	11,2	76,5	-0,4	-8,0
846,5	Мергель глинистый доломитисто- известковый	14,0	12,7	73,3	-0,3	-7,9
847,0	Глина доломитистая	4,9	10,2	84,9	-0,8	-4,8
847,2	Мергель глинистый доломитисто- известковый	32,2	10,2	57,6	-0,2	-4,3
847,8	Глина известковисто-доломитистая	7,0	10,0	83,0	-0,2	-5,3

Примечание. Н. О. – нерастворимый остаток; прочерк – нет данных.



Рис. 16. Фотографии шлифов силурийских пород из разреза скв. Комаровка 91 з/10 (н ||): *a* – остатки граптолитов в доломитистой глине, гл. 845 м, шейнвудский ярус; *б* – детрит панцирей трилобитов в доломитисто-известковом глинистом мергеле, гл. 847,2 м, шейнвудский ярус; *в* – ромбоздры доломита микро- и мелкозернистой размерности в пелитоморфной вмещающей массе доломитового глинистого мергеля, гл. 356 м, пржидольский отдел; *г* – пелитоморфный глинистый доломитистый известняк с детритом раковин остракод (образец с очень тяжелым изотопным составом углерода), гл. 611,2 м, горстийский ярус; определения остатков фауны выполнены Д. П. Плаксом

Геохимия изотопов. Подавляющая масса значений δ^{13} С карбонатного вещества пород скважины Комаровка 91 з/10 находится в пределах –2,1...2,4 ‰ с резким преобладанием близнулевых (слабоотрицательных и слабоположительных) цифр (табл. 4, рис. 17). Среднее арифметическое (0,2 ± 0,2 ‰) несколько ниже фоновых величин для соответствующей части глобальной силурийской кривой [308] и тех величин, что установлены нами в силурийских отложениях северо-запада Беларуси (1,6 ± 0,4 ‰) (см. п. 1.2.1). Разница в значениях δ^{13} С на юго-западе и северо-западе может быть связана с разными причинами: видовым составом карбонатообразующих организмов, биопродуктивностью, количеством обедненной изотопом ¹³С диагенетической фазы. Нельзя исключить и того, что эта разница обусловлена менее интенсивным изотопным обменом неорганического углерода водной среды седиментации с атмосферной СО₂ в более глубоководном юго-западном районе по сравнению с мелководным северо-западным.

Основная масса значений δ^{18} О в разрезе скважины Комаровка 91 з/10 находится на уровне -6,7...-4,8 ‰ (табл. 4, рис. 17). Среднее $-5,9 \pm 0,2$ ‰. Данные цифры близки характерным для большей части силура, определенным в раковинах брахиопод из разрезов Балтики, Скандинавии, Украины, Польши и Канады (-6...-4 ‰) [223, 295]. В то же время они ниже значений для северо-западной части Беларуси ($-3,5 \pm 0,2$ ‰), что отражает эвапоритизацию морской воды на северо-западе, выразившуюся в образовании гипсовых гнезд-желваков и выполнений трещин и фенестр по всему разрезу.

Отмечаются синхронные положительные экскурсы δ^{13} С и δ^{18} О значительной амплитуды в пржидольской и горстийской частях силурийской толщи (рис. 17). В пржидоле δ^{13} С достигает значения 3 ‰, δ^{18} O – 1,1 ‰, в горсти – 8,7 и –2,4 ‰ соответственно. Кроме того, положительный экскурс δ^{13} С до 3,6 ‰ фиксируется в самом верху гомерских отложений с заходом в горстийские.

Сравним изотопные экскурсы в скважине Комаровка 91 з/10, пробуренной в северо-западной части Волынской моноклинали, с экскурсами, отмеченными в классических разрезах силура Подолии [344]. Это сравнение интересно, потому что, во-первых, район наших исследований и Подолия представляли собой единый бассейн осадконакопления [106], а, во-вторых, в силурийских разрезах Подолии зафиксированы те же экскурсы (рис. 18), что показаны на глобальной хемостратиграфической кривой [308].

На генерализованной кривой силура Подолии, характеризующей интервал разреза от шейнвуда до лудфорда включительно, отчетливо выделяются раннешейнвудский, позднегомерский (с продолжением в горсти) и среднелудфордский положительные экскурсы δ^{13} С (рис. 18). Первый из них маркирует глобальное биотическое событие Иревикен, второй – событие Мулде, третий – событие Лау [308]. Из трех этих экскурсов в разрезе скважины Комаровка 91 з/10 фиксируется лишь экскурс в кровле гомера с окончанием в горсти (Мулде). Ни в шейнвудских, ни в лудфордских отложениях разреза Комаровка 91 з/10 экскурсов не установлено. Вполне вероятно, что их отсутствие обусловлено



Рис. 17. Изменчивость изотопного состава углерода и кислорода в силурийском разрезе скв. Комаровка 91 з/10 (в столбце «глубина» позиция изученных образцов, показанная вне масштаба)



Рис. 18. Генерализованная кривая вариаций изотопного состава углерода в силурийских отложениях Подолии (из работы Д. Кальо и др. [344] с упрощениями)

весьма слабым разрешением нашей изотопной кривой. Так, на 91 м шейнвудского интервала разреза приходится всего 7 определений, а на 71 м лудфордской части – 10. В то же время при изучении силура Подолии на всех восьми опробованных обнажениях образцы отбирались через 1 м [344].

Требуют объяснения значительные позитивные экскурсы δ^{13} С и δ^{18} О, наблюдаемые в средних частях горстийской и пржидольской толщ изучаемого нами разреза. Здесь обращает на себя внимание отчетливая синхронность изменения изотопного состава углерода и кислорода. Заметим, что данные по изотопам кислорода в статье Д. Кальо и др. [344] не вынесены на диаграмму (рис. 18), но из табличных материалов, приведенных этими авторами, хорошо видно, что для всех трех экскурсов в силуре Подолии подобная синхронность отсутствует.

Синхронность и порядок положительных экскурсов δ^{13} С и δ^{18} О, наблюдаемые в пржидольских отложениях скважины Комаровка 91 з/10, могут быть результатом апвеллинга, который заключается в подъеме к поверхности глубинных холодных и богатых нутриентами водных масс. Это приводит к двум следствиям. Первое – повышение биопродуктивности бассейна, а значит, вывод из углеродного резервуара легкого изотопа углерода органическим веществом (планктоном) и, как результат, изотопное утяжеление неорганического углерода, используемого накапливающимся карбонатным осадком. Второе – сильное похолодание водной среды осадконакопления, сопровождающееся утяжелением изотопного состава кислорода осаждающихся карбонатов. В изучавшемся нами районе апвеллинг мог быть местным (прибрежным) (см. рис. 8). Но вполне вероятна также роль более крупномасштабного регионального (океанического) апвеллинга. В силурийских разрезах Волыно-Подолии пачки и толщи черных сланцев, являющиеся маркерами вспышек биопродуктивности, имеются не только на стратиграфических уровнях глобальных положительных углеродно-изотопных экскурсов (например, в гомере – событие Мулде

и в лудфорде – событие Лау), но также и в пржидольских отложениях [97], где в разрезе скв. Комаровка 91 з/10 выявлены синхронные позитивные экскурсы δ^{13} С и δ^{18} О.

Для пржидола есть и второе возможное объяснение этих синхронных экскурсов. Здесь они зафиксированы в доломитовом глинистом мергеле – породе, содержащей доломит, существенно больше, чем во всех остальных изученных образцах (табл. 4) и резко отличающейся от других по структуре. Как уже отмечалось, практически все исследованные образцы имеют однородную пелитоморфную или микрозернисто-пелитоморфную структуру (см. рис. 16 a, δ, c). А в образце, где выявлены экскурсы, по пелитоморфной преимущественно глинистой матрице «разбросано» множество доломитовых ромбоэдров микро- и мелкозернистой размерности (см. рис. 16, в). Не исключено, что в этой породе зафиксирован эпизод значительного обмеления бассейна. При этом испарительное концентрирование морской воды в приэкваториальных аридных условиях могло привести к утяжелению изотопного состава ее кислорода, что отразилось и на величине δ^{18} О кристаллизующегося из нее доломита, не говоря уже о том, что коэффициент фракционирования изотопов кислорода между жидкой и твердой фазами для доломита выше, чем для кальцита [139]. А усиленный изотопный обмен неорганического углерода с атмосферной СО, на мелководье мог привести к утяжелению изотопного состава углерода карбонатного осадка [15].

Сложнее обстоит дело с объяснением синхронных положительных экскурсов δ^{13} С и δ^{18} О в средней части отложений горстийского яруса. Значение δ^{13} С (8,7 ‰) здесь слишком высоко, чтобы связывать его с чем-либо иным, нежели участием в карбонатообразовании весьма тяжелой по углероду углекислоты, находящейся в равновесии с очень легким микробиальным метаном. Такие и еще более тяжелые карбонаты характерны для диагенетических конкреций, широко распространенных в осадках северной Пацифики [112, 113, 242, 290]. Не исключено, что в средней части горстийской толщи нашего разреза именно такой случай. Мы не можем аппелировать к главному мофологическому признаку конкреций – округлой или линзовидной форме, поскольку их размер может намного превышать диаметр керна. Однородная пелитоморфная структура материала также не информативна в этом отношении (см. рис. 16, г). Вместе с тем любопытно, что образец со столь тяжелым изотопным составом углерода «выбивается» из всего изученного мергельно-глинистого разреза самым высоким содержанием карбонатов (82,5 %). Это может указывать на диагенетическое происхождение их значительной части. Судя по данным Г.Е. Клэйпула и И.Р. Каплана [187] (рис. 19), изотопный состав углерода углекислоты, способной образовать карбонат с наблюдаемым нами значением δ¹³С, может сформироваться в толще осадка на глубине 150–200 м от поверхности. На такой глубине температура поровых вод существенно ниже, чем на поверхности. С этим, очевидно, связан значительный положительный экскурс δ^{18} O (-2,4 ‰), синхронный с экскурсом δ^{13} C.



Рис. 19. Генерализованная схема изменения изотопного состава углерода СО₂ погружающихся осадков [187]

В завершение остановимся на вопросе о глубине силурийского бассейна осадконакопления. С одной стороны, приведенные выше изотопные данные указывают на то, что осадконакопление на юго-западе Беларуси было более глубоководным, чем на северо-западе. С другой – допускаемые нами апвеллинг, состоящий в подъеме глубинных морских (океанических) вод к месту седиментации, и тем более эвапоритизация воды свидетельствуют о том, что глубина бассейна была не очень большой. Обратимся к результатам исследований данного вопроса, выполненных до нас.

Д.П. Плакс и др. [71] так определили фациальные обстановки в этой, белорусской, части Волынской моноклинали: шейнвуд – переходная зона от шельфа к батиали континентального склона; гомер и горсти – глубоководная зона континентального склона; лудфорд – батиальная зона континентального склона; пржидол – относительно глубоководная часть шельфа. Впечатляет детальность, с которой авторы реконструировали фациальные условия силурийского осадконакопления в данном районе. Остается, правда, неясным, что такое батиальная зона континентального склона (лудфорд) и в чем ее отличие от его глубоководной зоны (гомер и горсти). Интересно также представить себе, какова была глубина бассейна в глубоководной зоне континентального склона. Диапазон глубин в пределах всего континентального склона составляет, как известно, от 100–200 до 4000 м [120]. Наверно, в его глубоководной зоне глубина моря должна превышать 1 км. Неужели авторы полагают, что это было возможно на платформе в непосредственной близости от берега? Главным аргументом глубоководности они полагают присутствие остатков граптолитов. Насколько весом этот аргумент? Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [153], изучавшие геохимию и происхождение черных сланцев, задались вопросом о глубинах накопления их граптолитовой разновидности. Они отмечают, что одни исследователи [5] приводят совершенно бесспорные факты мелководности граптолитовых сланцев, другие [52] – вполне убедительные доказательства их глубоководности. Рассмотрев объективную и субъективную причины расхождений во взглядах на эту проблему, Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис пишут: «В настоящее время стало очевидным, что среди граптолитовых сланцев есть и крайне мелководные, и пелагические. В общем, с большим усреднением можно принять, что платформенные глинистые граптолитовые сланцы в основном мелководные, а миогеосинклинальные (и эвгеосинклинальные) кремнистые – чаще всего глубоководные» [153, с. 90].

С учетом сказанного, наш вывод о глубинных условиях осадконакопления в исследуемом районе таков. Глубина осадконакопления здесь была больше, чем в северо-западном сегменте распространения силурийских отложений. Это отразилось в отсутствии проявлений гипса, меньшей доломитности разреза. Об этом, вероятно, свидетельствует и различающийся на юго-западе и северо-западе изотопный состав углерода и кислорода. Вместе с тем разница в глубине бассейна в двух этих сегментах, по-видимому, не была весьма существенной.

* * *

Основные результаты изотопного изучения карбонатно-глинистых венлокских, лудловских и пржидольских отложений силура в разрезе скв. Комаровка 91 з/10 на юго-западе Беларуси в пределах Волынской моноклинали сводятся к следующему.

1. Изотопный состав углерода (δ^{13} C = 0,2 ± 0,2 ‰) и кислорода (δ^{18} O = $-5,9 \pm 0,2$ ‰) несколько более легкий, чем для силурийских отложений северо-запада Беларуси (δ^{13} C = 1,6 ± 0,4 ‰; δ^{18} O = $-3,5 \pm 0,2$ ‰). Не исключено, что это связано с более глубоководными условиями осадконакопления на юго-западе, определившими менее интенсивный изотопный обмен неорганического углерода водной среды седиментации с атмосферной CO₂ и отсутствие эпизодов существенной эвапоритизации морской воды. Однако разница в глубине бассейна на юго-западе и северо-западе, по-видимому, не была весьма существенной.

2. В самой верхней части гомерских и низах горстийских отложений отмечен положительный экскурс δ¹³С (до 3,6 ‰), маркирующий глобальное биотическое событие Мулде и зафиксированный также в Подолии, территория которой составляла с районом наших исследований единый бассейн осадконакопления.

 В средней части пржидольской толщи установлены синхронные положительные экскурсы изотопного состава углерода и кислорода. Значения δ¹³C достигают 3 ‰, δ¹⁸O – 1,1 ‰. Предложены две возможные причины экскурсов: 1) прибрежный или крупномасштабный регональный (океанический) апвеллинг, приводивший к повышению биопродуктивности бассейна и снижению температуры среды осадконакопления, и 2) эпизодическое обмеление бассейна, сопровождавшееся некоторым испарительным концентрированием морской воды.

4. В средней части горстийской толщи синхронные положительные экскурсы δ^{13} С и δ^{18} О достигают 8,7 и –2,4 ‰ соответственно. Сильное утяжеление изотопного состава углерода на этом уровне обусловлено участием в диагенетическом карбонатообразовании тяжелой по углероду углекислоты, находящейся в равновесии с микробиальным метаном на глубинах 150–200 м от донной поверхности. Увеличение значений δ^{18} О связано с холодноводными условиями на этих глубинах.

1.3. Вариации изотопного состава углерода, кислорода и серы в нижне-среднедевонских отложениях

Нижне- и среднедевонские отложения распространены на всей восточной половине территории Беларуси (см. рис. 1). Нижнедевонская толща здесь сложена породами верхнего эмса (витебский горизонт), среднедевонская – образованиями нижнего (адровский и освейский горизонты), среднего (городокский горизонт) и верхнего (костюковичский горизонт) эйфеля, а также живета (полоцкий и убортский горизонты) [130]. В разных частях территории нижне-среднедевонские разрезы характеризуются неодинаковой стратиграфической полнотой и различаются литологическим наполнением. Представляло интерес попробовать скоррелировать литологические и изотопные особенности отложений. Частому отбору образцов, необходимому для этой цели, способствовало бурение новых параметрических скважин с довольно хорошим подъемом керна. Для исследований был взят материал по двум таким скважинам, расположенным в 75 км друг от друга – Быховской в зоне сочленения Жлобинской седловины и Оршанской впадины и Кормянской – на Жлобинской седловине (рис. 20). Вскрытые ими разрезы различаются некоторыми литологическими чертами, которые являются важными палеогеографическими маркерами. В разрезе витебского горизонта скв. Быховская присутствуют гравелиты, в разрезе скв. Кормянская их нет. В освейском горизонте, пройденном Быховской скважиной, выявлены нижняя карбонатно-сульфатная, и верхняя доломитово-мергельная пачки. Причем в последней присутствуют проявления гипса. В разрезе Кормянской скважины освейская толща представлена только карбонатно-сульфатной пачкой. В городокском горизонте скв. Быховская установлены проявления гипса, а в скв. Кормянская они отсутствуют.

Литостратиграфическое расчленение нижне- и среднедевонских отложений этих скважин выполнено А.Г. Лапцевич, О.Ф. Кузьменковой, Г.Д. Стрельцовой и Н.С. Яковлевой, биостратиграфическое – С.А. Кручеком и В.Ю. Обуховской в соответствии со стратиграфической схемой девона Беларуси [130].



Рис. 20. Местоположение скважин, материалы по которым использованы в п. 1.3: 1 – скважины: *I* – Быховская параметрическая, *2* – Кормянская параметрическая, *3* – Большие Бортники 2, *4* – Бердыж ЖТ-1, *5* – Озераны 3к, *6* – Червень 3, *7* – Толочин 38, *8* – Браслав 15, *9* – Поставы 5, *10* – Лепель 1; *2* – область отсутствия эмсско-среднедевонских отложений

1.3.1. Зона сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины

Каменный материал по нижнему и среднему девону скв. Быховская, изучавшийся изотопным методом, охватывал 195 м разреза и включал 49 образцов карбонатных и карбонатсодержащих пород [39]. Второстепенное значение имели 9 образцов среднедевонского гипса и 6 образцов юрских карбонатсодержащих песков (табл. 5, рис. 21).

Глубина, м	Возраст	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
130,5	J ₂ bt	Песок карбонатсодержащий	2,3	2,0	95,7	1,0	-3,0
134,5	J ₂ bt	То же	2,7	1,7	95,6	0,6	-4,5
138,0	J ₂ bt	_>>—	2,0	1,9	96,1	0,6	-5,2
141,1	J ₂ bt	_»>—	1,8	9,1	89,1	-5,3	-3,8
142,4	J ₂ bt	_»—	2,0	1,3	96,7	-0,6	-6,2
144,2	J ₂ bt	_»_	0,4	7,0	92,6	-12,3	0,6

Таблица 5. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в нижне-среднедевонском разрезе параметрической скважины Быховская

Продолжение табл. 5

Глубина, м	Возраст	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
154,7	D ₂ plc	Песчаник с карбонатными стяжениями	1,1	2,4	96,5	-7,0	-3,7
159,0	D ₂ plc	Песчаник с карбонатным цементом	16,1	3,9	80,0	-8,9	-4,3
166,0	D ₂ plc	То же	17,7	20,5	61,8	-13,0	-5,5
180,3	D ₂ ks	Мергель глинистый	32,0	4,8	63,2	-12,1	-6,7
186,6	D ₂ ks	Глина известковистая	10,9	2,0	87,1	-8,3	-6,4
188,5	D ₂ ks	Глина с линзами карбонатно- алевритового материала	0,4	4,8	94,8	-5,0	-0,8
193,8	D ₂ ks	Глина с линзами карбонатного материала	1,8	4,2	94,0	-7,8	-4,3
199,5	D ₂ ks	Глина с доломитовыми включениями	0,7	6,2	93,1	-6,9	-3,8
201,9	D ₂ ks	Доломит глинистый известковистый	11,8	66,8	21,4	-2,6	-3,5
204,6	D ₂ gr	Глина доломитистая	0,9	7,9	91,2	-7,9	-4,3
205,6	D ₂ gr	Мергель доломитовый	4,3	51,8	43,9	-1,5	-4,2
206,3	D ₂ gr	Мергель глинистый доломитовый	2,7	41,7	55,6	-2,8	-3,7
206,8	D ₂ gr	Глина доломитистая	0,2	20,8	79,0	-0,9	-1,8
208,0	D ₂ gr	То же	1,6	17,4	81,0	-0,9	-0,4
209,3	$D_2 gr$	Доломит известковистый глинистый	13,0	81,0	6,0	-2,4	-1,4
212,0	D ₂ gr	Мергель доломитовый	4,9	54,3	40,8	-1,5	-1,0
213,0	D ₂ gr	Доломит глинистый известковистый	11,1	72,7	16,2	-2,1	-0,8
215,5	$D_2 gr$	Мергель известковисто- доломитовый	6,3	68,3	25,4	-0,7	-1,4
216,0	D ₂ gr	Песчаник с карбонатным цементом	—	_	_	-1,2	-1,1
216,0	$D_2 gr$	Мергель глинистый доломитовый	0,4	36,1	63,5	-1,1	-1,8
222,3	D ₂ gr	Глина доломитистая	0,2	11,2	88,6	-1,6	-3,4
224,0	$D_2 gr$	Мергель глинистый доломитовый	0,4	25,2	74,4	0,3	-3,0
225,0	D ₂ gr	Глина доломитистая	1,1	15,6	83,3	-1,9	-2,1
226,0	D ₂ gr	Мергель глинистый доломитовый	2,3	28,1	69,6	-0,4	-2,3
228,0	$D_2 gr$	То же	2,7	41,4	55,9	-0,1	-2,6
229,5	D ₂ gr	_>>—	0,4	51,8	47,8	0,1	-1,8
231,0	D ₂ gr	Доломит глинистый известковистый	4,9	72,9	22,2	-1,9	-2,7
232,2	D ₂ gr	Мергель глинистый доломитовый	0,9	32,3	66,8	-2,3	-4,0
233,6	D ₂ gr	Доломит глинистый известковистый с сульфидной минерализацией	7,5	80,8	11,7	-5,6	-1,4

Продолжение табл. 5

Глубина, м	Возраст	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
234,6	D ₂ gr	Доломит известковистый с сульфидами	11,8	83,9	4,3	-4,7	-2,7
235,5	D ₂ gr	Доломит известковистый глинистый	12,1	81,4	6,5	-3,5	-1,4
236,8	D ₂ gr	Доломит известковистый	10,5	85,0	4,5	-2,9	-1,6
237,5	D ₂ gr	Доломит глинистый известковистый	11,6	72,9	15,5	-7,8	-2,2
238,2	D ₂ gr	Доломит известковистый глинистый	9,5	85,4	5,1	-5,6	-2,2
239,7	D ₂ gr	Мергель доломитовый	5,2	45,3	49,5	-5,0	-2,1
244,1	D ₂ gr	Мергель известково-доломитовый	10,9	62,0	27,1	-8,3	-1,0
245,9	D ₂ gr	Глина доломитистая	2,7	13,1	84,2	-3,2	-3,0
246,8	D ₂ gr	Доломит глинистый известковистый	6,5	72,9	20,6	-3,0	-2,5
247,8	D ₂ gr	Глина карбонатсодержащая	0,2	3,9	95,9	-2,9	-3,7
248,3	D ₂ gr	Мергель глинистый доломитовый	1,8	37,4	60,8	-1,1	-1,3
249,0	D ₂ gr	Глина доломитистая	2,0	14,8	83,2	-0,9	-1,2
250,1	D ₂ os	То же	1,1	21,0	77,9	1,0	-3,3
251,4	D ₂ os	Глина песчанистая доломитистая	0,7	4,8	94,5	-2,6	-3,3
252,7	D ₂ os	Песчаник с карбонатным цементом	1,1	1,9	97,0	-3,5	-3,8
254,2	D ₂ os	Мергель глинистый доломитовый	2,3	39,5	58,2	-0,1	-1,6
255,0	D ₂ os	Мергель доломитовый песчанистый	1,1	24,3	74,6	-0,9	-3,2
256,7	D ₂ os	То же	1,6	27,5	70,9	-2,3	-1,9
259,7	D ₂ os	_»_	1,1	24,9	74,0	-0,4	-2,8
260,7	D ₂ os	_»_	3,4	50,1	46,5	-2,4	-0,7
261,5	D ₂ os	Мергель глинистый доломитовый	3,2	28,6	68,2	-1,7	-1,3
263,0	D ₂ os	То же	3,9	43,0	53,1	-1,7	-1,1
263,8	D ₂ os	Глина карбонатсодержащая	1,1	3,0	95,9	-2,0	-4,6
264,9	D ₂ os	Песчаник с карбонатным цементом	5,6	37,2	57,2	-1,1	-1,8
266,0	D ₂ os	Глина доломитистая	1,1	19,0	79,9	-0,5	-2,7
267,3	D ₂ os	Мергель доломитовый	4,9	69,3	25,8	-0,4	-1,7
268,2	D ₂ os	Мергель глинистый доломитовый	1,1	26,5	72,4	0,6	-3,0
268,8	D ₂ os	Мергель доломитовый	4,3	49,9	45,8	0,1	-1,7
269,9	D ₂ os	Песчаник с карбонатным цементом	0,4	5,9	93,7	-1,7	-4,7
271,4	D ₂ os	Глина карбонатсодержащая	0,0	1,0	99,0	-2,3	-3,3
273,5	D ₂ os	Мергель доломитовый	3,4	59,3	37,3	-3,6	-1,8
274,6	D ₂ os	Песчаник с карбонатным цементом	0,0	2,0	98,0	-5,0	-1,4

Продолжение табл. 5

Глубина, м	Возраст	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
275,9	D ₂ os	Мергель глинистый доломитовый	2,3	43,8	53,9	-3.1	-1.8
277,2	D ₂ os	То же	3,0	28,6	68,4	-3,1	-1,0
277,6	D ₂ os	Глина карбонатсодержащая	0,4	1,3	98,3	-9,5	-6,7
279,3	D ₂ os	Мергель доломитовый	8,2	42,5	49,3	-5,0	-1,9
280,0	D ₂ os	Мергель глинистый доломитовый	8,6	29,2	62,2	-8,6	-1,7
287,3	D ₂ os	Глинисто-карбонатно- сульфатная порода	2,3	13,3	84,4	-6,8	-4,2
292,7	D ₂ os	Глина доломитистая	2,0	7,0	91,0	-7,4	-2,0
293,8	D ₂ os	Известковисто-доломитовая глинистая порода	17,0	59,3	23,7	-2,7	-3,0
294,5	D ₂ ad	Мергель известково-доломитовый	10,7	42,3	47,0	-3,5	-2,7
294,7	D ₂ ad	Доломит глинистый ивестковистый	6,3	81,6	12,1	-0,8	-3,9
297,0	D ₂ ad	Доломит известковистый глинистый	13,8	79,7	6,5	-0,7	-2,8
298,0	D ₂ ad	Мергель доломитовый	4,5	60,2	35,3	-0,7	-3,8
299,0	D ₂ ad	Мергель доломитовый	4,5	58,5	37,0	-0,8	-4,0
299,9	D ₂ ad	Глина доломитовая	1,4	12,7	85,9	-1,1	-3,1
301,1	D ₂ ad	Доломит известковистый глинистый	7,2	86,2	6,6	-1,7	-2,7
302,0	D ₁ vt(lp)	Глина доломитистая	0,2	5,9	93,9	-2,8	-2,8
303,3	D ₁ vt(lp)	Мергель глинистый доломитовый	2,3	24,0	73,7	-1,9	-2,4
304,6	D ₁ vt(lp)	Глина доломитистая	3,0	19,6	77,4	-1,8	-3,2
306,9	D ₁ vt(lp)	То же	0,7	10,2	89,1	-1,7	-4,3
307,3	D ₁ vt(lp)	Мергель доломитовый	2,7	49,7	47,6	-1,7	-4,1
310,1	D ₁ vt(lp)	Мергель глинистый доломитовый	2,0	33,2	64,8	-2,2	-2,7
311,2	D ₁ vt(lp)	Доломит глинистый известковистый	6,8	74,6	18,6	-1,5	-1,4
312,0	D ₁ vt(lp)	Доломит известковистый	10,9	86,6	2,5	-1,7	-1,7
313,0	D ₁ vt(lp)	Мергель доломитовый	4,3	48,2	47,5	-1,7	-0,2
315,0	D ₁ vt(lp)	Доломит известковистый глинистый	10,9	79,7	9,4	-1,4	0,2
317,0	D ₁ vt(lp)	Мергель глинистый доломитовый	3,7	34,0	62,3	-1,8	-,9
319,6	D ₁ vt(lp)	Мергель доломитовый	5,6	52,4	42,0	-1,7	-2,4
320,6	D ₁ vt(lp)	Глина доломитистая	2,5	14,4	83,1	-2,4	-3,3
323,4	D ₁ vt(lp)	То же	0,9	5,5	93,6	-2,.7	-2,3
324,7	D ₁ vt(lp)	_>>–	1,6	10,8	87,6	-2,5	-3,4
326,0	D ₁ vt(lp)	Глина карбонатсодержащая	1,6	2,0	96,4	-5,1	-1,6
327,9	D ₁ vt(lp)	Мергель глинистый известково-доломитовый	5,9	39,9	54,2	-3,9	-3,3

Окончание табл. 5

Глубина, м	Возраст	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
331,5	D ₁ vt(lp)	Доломит известковистый глинистый	14,5	70,2	15,3	-3,4	-1,8
334,5	D ₁ vt(lp)	Глина доломитистая	0,9	14,6	84,5	-3,1	-4,9
335,4	D ₁ vt(ob)	Мергель известково-доломитовый	7,2	45,5	47,3	-2,7	-5,1
335,8	D ₁ vt(ob)	Известково-доломитовая глинистая порода	38,6	47,9	13,5	-4,4	-4,1
340,0	D ₁ vt(ob)	Песчаник с глинистым и доломитовым цементом	1,6	15,9	82,5	-8,7	-1,0
344,0	D ₁ vt(ob)	То же	0,4	2,8	96,8	-3.4	-5,7
347,0	D ₁ vt(ob)	_»—	6,5	36,5	57,0	-7,7	1,2
349,5	D ₁ vt(ob)	_>>-	0,0	2,2	97,8	-4,7	-0,9

Примечания: 1) J₂bt – средняя юра, батский ярус; D₂plc – полоцкий горизонт живетского яруса среднего девона; D₂ks, D₂gr, D₂os, D₂ad – костюковичский, городокский, освейский и адровский горизонты эйфельского яруса среднего девона соответственно; D₁vt(lp) и D₁vt(ob) – лепельские и обольские слои витебского горизонта эмсского яруса нижнего девона; 2) H.O. – нерастворимый остаток; прочерк – нет данных.

Литология. Нижне-среднедевонская толща в разрезе скважины залегает в интервале 144,7–351,2 м, перекрывается карбонатсодержащими песками батского яруса средней юры и подстилается терригенными ледниковыми образованиями вильчанской серии нижнего венда (рис. 21).

Отложения нижнего девона представлены витебским горизонтом эмсского яруса, имеют мощность 50 м и снизу вверх подразделяются на обольские (мощность 15,9 м) и лепельские (34,1 м) слои. Обольские слои сложены преимущественно кварцевыми песчаниками, слоистыми и массивными со структурой от мелко- до крупнозернистой. Встречаются прослои гравелитов. Цемент пород глинистый и доломитовый, иногда гипсовый. Лепельские слои – это чередование доломитовых мергелей, доломитов, доломитовых глин; отмечаются также песчаники с глинистым и доломитовым цементом. Присутствуют редкие гипсовые включения. Гипс в породах витебского горизонта катагенетический [82]; его происхождение связано с инфильтрацией сюда рассолов среднедевонского бассейна галогенеза (см. ниже, п. 4.4.1).

Среднедевонская толща сложена образованиями эйфельского и живетского ярусов. В эйфельском разрезе снизу вверх выделяются адровский, освейский, городокский и костюковичский горизонты.

Адровский горизонт, имеющий мощность 7,1 м, представлен преимущественно доломитами с разным содержанием терригенной примеси, в том числе строматолитовыми и оолитовыми, гнездами окремненными. Встречаются мергельные прослои.



Рис. 21. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатном веществе нижне-среднедевонских пород в разрезе скважины Быховская: J₂bt – средняя юра, батский ярус; стратиграфические горизонты девона: D₂plc – полоцкий, D₂ks – костюковичский, D₂gr – городокский, D₂os – освейский, D₂ad – адровский, D₁vt – витебский (D₁₁p и D₁ob – лепельские и обольские слои); литология: 1 – глина, 2 – песок, 3 – алевролит, 4 – песчаник, 5 – гравелит, 6 – мергель доломитовый, 7 – доломит, 8 – доломит глинистый, 9 – карбонатно-сульфатная порода, 10 – гипсовые прослои, включения, цемент, 11 – следы выщелачивания галита; пачки: ГМП – глинисто-мергельная, ДП – доломитовая, ДМП – доломитово-мергельная, КСП – карбонатно-сульфатная; глубинная позиция стратиграфических и литологических подразделений дана в метрах вне масштаба; точки на графиках – фактические значения δ¹³С и δ¹⁸O; линия вариаций построена методом скользящего среднего (шаг 3); цифры в кружках – поинтервальные средние значения δ¹³C



Рис. 22. Проявления эвапоритового процесса в эйфельских отложениях зоны сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины: *а* – карбонатно-сульфатная порода с прожилками гипса, скв. Быховская, освейский горизонт, гл. 289 м, керн; *б* – полость от выщелачивания галитового кристалла в доломите, выполненная кальцитом, скв. Большие Бортники 2, гл. 159–168 м, эйфельский ярус, городокский горизонт, шлиф, н+

В освейском горизонте (44,1 м) выделяются карбонатно-сульфатная (нижняя) и доломитово-мергельная (верхняя) литологические пачки.

Нижняя, мощностью 15,1 м, сложена глинисто-карбонатно-сульфатными породами, массивными и горизонтально-слоистыми, переслаиванием глин и гипса (рис. 22, *a*). Цвет пород светло-серый, зеленовато- и коричневато-серый. Структура гипса от мелко- до крупнокристаллической, окраска белая, светлосерая, розовая, коричневая. Характерно поперечно-волокнистое сложение гипсовых прослоев. Для трактовки изотопного состава углерода важно отметить, что на восточных склонах Белорусской антеклизы карбонатно-сульфатная пачка замещается глинисто-карбонатной брекчией [19]. Верхняя, доломитовомергельная пачка (29 м) представляет собой переслаивание глин, глинистых доломитов, доломитовых мергелей, песчаников с карбонатно-сульфатным цементом. Отмечаются прослойки и вкрапления гипса. Породы зеленовато-серые, иногда с темно-коричневыми разводами. Гипс белый, светло-серый, красновато-коричневый.

Залегающий выше городокский горизонт (мощность 45,6 м) подразделяется снизу вверх на доломитово-мергельную (11,7 м), доломитовую (8,1 м) и глинисто-мергельную (25, 8 м) пачки.

Первая сложена чередованием преимущественно глинистых доломитовых мергелей и доломитов с редкими прослоями известняков и оранжевого гипса.

Вторая представлена светло-бежевыми и кремово-серыми доломитами, массивными, с сульфидной минерализацией по субвертикальным трещинам, а также глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями. Существенно отметить, что на ряде участков распространения доломитовой пачки на территории Северной и Средней Беларуси в породах отмечаются многочисленные субгоризонтальные и субвертикальные короткие и тонкие (от долей миллиметра до 3 мм) разрывы с неровными краями (пустоты усыхания, фенестры). Кроме того, в ряде мест, в том числе и в непосредственной близости от скважины Быховская, встречаются заполненные нацело или частично кальцитом полости, имеющие форму кубов с вогнутыми гранями (рис. 22, δ) [82]. Очень вероятно, что эти полости – следы растворения кристаллов галита в неполностью литифицированных отложениях. Неполная литифицированность осадка могла обеспечить искажение формы образующейся полости, занятой растворяющимся кристаллом. На повышенную соленость вод, в которых происходило накопление доломитовой пачки, указывает также монотаксонный состав акритарх, которые представлены здесь тонкостенными лейосферами диаметром 30–50 мкм [104].

В третьей (глинисто-мергельной) пачке городокского горизонта доминируют доломитовые мергели; реже встречаются доломитистые глины и глинистые доломиты; отмечены также редкие прослои пелитоморфных и кавернозно-пористых строматолитовых известняков.

Костюковичский горизонт, мощностью 29,6 м, представлен, главным образом, пестроцветными алевритистыми глинами, иногда карбонатсодержащими. Имеются также линзы и прослои алевролитов, известняков, глинистых мергелей, включения доломита.

Завершающий девонскую толщу полоцкий горизонт живетского яруса (мощность 30,1 м) слагается песчаниками, преимущественно тонкозернистыми, алевролитами, пестроцветными глинами. Иногда породы содержат карбонатный материал в виде цемента и стяжений.

Особенностью нижне-среднедевонских отложений изученного разреза (за исключением его самой верхней части) является слабая постдиагенетическая измененность матрицы пород. Она связана с небольшими глубинами залегания толщи и спокойным тектоническим режимом региона, что обусловило невозможность хоть каких-нибудь термобарических преобразований материала. А значительная глинистость пород бо́льшей части разреза (табл. 5) стала «защитой» от действия пресных инфильтрационных вод, способных вызвать перекристаллизацию или постдиагенетическое новообразование карбонатного вещества. Таким образом, разрез оказался «удобным» для интерпретации изотопных вариаций с хемостратиграфических позиций. На слабую вторичную измененность матрицы пород в соответствии с общепринятыми представлениями (см., например, [31]) указывает отсутствие корреляции между δ^{13} С и δ^{18} О для большинства стратиграфических подразделений девонского разреза (рис. 23). Исключение составляет его верхняя (костюковичско-полоцкая) часть, причина чего будет рассмотрена ниже.

Изотопы углерода. Главной особенностью углеродно-изотопной кривой нашего разреза является изотопная специализация литологических пачек,



Рис. 23. Корреляционные графики δ^{13} С и δ^{18} О карбонатного материала в породах основной (*a*) и верхней (*б*) частей нижне-среднедевонского разреза скважины Быховская

интервалов и стратиграфических слоев (см. рис. 21), что свидетельствует о региональном характере изотопных вариаций, связанных с периодическими изменениями условий седиментации. На такой характер вариаций указывают также слишком сильные отрицательные экскурсы значений δ¹³С (амплитуда до 8–10 ‰ и выше), которых нет на глобальных изотопно-хемостратиграфических кривых, и отсутствие сколько-нибудь выраженных положительных экскурсов, трассирующих глобальные события [175, 310].

На нашей кривой выделяются три интервала с низкой вариабельностью значений δ^{13} С, близких к морскому стандарту (см. рис. 21). Эти интервалы приходятся на: 1) лепельские слои витебского горизонта и адровский горизонт (в среднем –2,1 ‰); 2) верхнюю часть доломитово-мергельной пачки освейского горизонта (–1,2 ‰) и 3) глинисто-мергельную пачку городокского горизонта

(-1,6 ‰). Очевидно, все эти отложения накапливались в нормальных морских условиях с достаточно хорошим углекислотным обменом между водной массой бассейна осадконакопления и атмосферой и умеренной биопродуктивностью.

Отрицательные экскурсы δ^{13} С соответствуют четырем интервалам разреза (см. рис. 21). Это: 1) обольские слои витебского горизонта (в среднем –5,3 ‰); 2) карбонатно-сульфатная пачка и нижняя часть доломитово-мергельной пачки освейского горизонта (–5,2 ‰); 3) интервал, охватывающий доломитово-мергельную и доломитовую пачки городокского горизонта (–3,9 ‰), и 4) верхняя часть разреза, включающая костюковичский и полоцкий горизонты (–7,9 ‰). Амплитуда первых трех экскурсов составляет 6–9 ‰; минимальные значения δ^{13} С находятся в пределах –8...–10 ‰. В верхах девонского разреза δ^{13} С опускаются до –13 ‰ при амплитуде пика 11 ‰. Причины отмеченных отрицательных экскурсов с учетом литологии пород представляются следующим образом.

В обольских слоях облегчение изотопного состава углерода, по-видимому, связано с интенсификацией поступления с суши изотопно-легкой почвенной (органогенной) углекислоты в составе континентального стока. Данное предположение согласуется с более грубым составом обломочного материала обольских слоев (песчаники, гравелиты) по сравнению, скажем, с вышележащими лепельскими слоями, в которых этот материал представлен глиной.

Два следующих вверх по разрезу отрицательных экскурса значений δ^{13} C объединяет то, что они, как видно из приведенных литологических данных, соответствуют эпизодам эвапоритизации бассейна. Представляется, что главным фактором облегчения изотопного состава углерода карбонатного материала, осаждающегося в эти отрезки времени, была активизация поступления континентальных вод, обогащенных почвенным углеродом. Не вызывает сомнений, что во время эвапоритовых эпизодов морской бассейн в силу тектонических причин становился более мелководным, отдельные его части обнажались и подвергались эрозии, на что указывает, в частности, наличие участков, где карбонатно-сульфатная пачка освейского горизонта замещена глинистокарбонатной брекчией. Не исключено, что бассейн распадался на отдельные ванны с морской водой, интенсивно испаряющейся в приэкваториальных условиях, где в девонское время находилась территория Беларуси [29, 34]. Такое изменение геоморфологической ситуации приводило к интенсификации континентального стока. И хотя роль континентальных вод в балансе питания морских эвапоритовых бассейнов известна [10, 27], подкрепим наше предположение об активизации континентального стока во время эвапоритовых эпизодов результатами изучения изотопного состава стронция в эйфельских гипсах северных и центральных районов Беларуси [127]. Значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,708402– 0,708742) в этих гипсах, гораздо более высокие, чем те, что характерны для морской (океанической) воды эйфельского века (0,70772) [195], отражают значительную роль континентальных вод в водном балансе эйфельского бассейна галогенеза. На суше, служившей источником сноса в это время, были обнажены в основном обогащенные радиогенным стронцием алюмосиликатные породы: кристаллический фундамент, терригенные и вулканогенные образования верхнего протерозоя, терригенные отложения кембрия.

Назовем еще два возможных фактора снижения δ^{13} С в карбонатном веществе эвапоритовых интервалов, которые, правда, существенно менее действенны, чем почвенный углерод континентального стока. Во-первых, это уменьшение биопродуктивности бассейна при осолонении воды, что обусловливает ослабление вывода изотопа ¹²С органическим веществом из водной массы. Во-вторых, это вызванная обмелением бассейна интенсификация окисления органического углерода, в том числе накопленного ранее, и, как следствие, обогащение водного резервуара легким изотопом [317].

В верхней части девонского разреза наша углеродно-изотопная кривая имеет крайне низкое разрешение: костюковичский горизонт охарактеризован шестью, а полоцкий – всего тремя пробами (табл. 5). Причиной этого является редкость карбонатсодержащих интервалов в данной части. Поэтому трактовка отрицательного экскурса (см. рис. 21) здесь затруднительна. Скорее всего, он обусловлен гипергенной переработкой пород, а точнее, новообразованием карбонатов в среде инфильтрационных метеогенных вод с изотопно-легким гидрокарбонатом почвенной природы. На это указывают положительная корреляция δ^{13} C и δ^{18} O и рекордно низкие значения δ^{13} C в этой части разреза (рис. 23). С общегеологических позиций, выдвинутая версия согласуется с наличием предполоцкого перерыва в осадконакоплении [104], а также колоссального перерыва, наступившего после накопления полоцких отложений, перекрытых в нашем разрезе юрой. Неопределенность трактовки поведения изотопов в верхней части разреза связана также с не вполне уверенным проведением среднедевонско-юрской границы в «немой» песчаной толще. Однако, очевидно, что самые верхние из изученных юрских образцов имеют уже изотопный состав углерода, в полной мере соответствующий морскому стандарту (табл. 5, рис. 21).

Изотопы кислорода. Значения δ^{18} О в карбонатном материале девонских пород разреза скв. Быховская варьируют от -6,7 до 1,2 ‰, а основная их масса заключена в интервале -4...-0,5 ‰ (табл. 5, рис. 21, 23).

В обольских слоях витебского горизонта, где отмечен углеродно-изотопный отрицательный экскурс, который мы связали с активизацией континентального стока (песчаники и гравелиты), имеют место сильные флуктуации δ^{18} О. Они, по-видимому, обусловлены неравномерной интенсивностью поступления водных потоков с суши, что в свою очередь приводило к изменениям температуры в бассейне седиментации.

В двух интервалах разреза – в лепельских слоях витебского горизонта и в глинисто-мергельной пачке городокского горизонта – отмечено одинаковое сочетание поведения изотопов кислорода и углерода (см. рис. 21). На фоне постоянства значений δ¹³С, близких к морскому стандарту, отмечаются значительные положительные экскурсы δ¹⁸О. Эти экскурсы, вероятно, отвечают эпизодам углубления бассейна, которое сопровождалось снижением температуры воды и соответственно ростом значений δ^{18} O, но не повлияло на изотопный состав углерода карбонатного материала.

На значительном отрезке разреза, охватывающем адровский и освейский горизонты и большую часть городокского горизонта, отмечается, несмотря на некоторый «шум», довольно устойчивый изотопный состав кислорода (в основном -3...-1 ‰). Здесь уместно вспомнить об эйфельском «плато» значений δ^{18} О (на уровне ~ -3 ‰) на глобальной хемостратиграфической кривой, построенной по результатам анализа раковин брахиопод из девонских отложений США, Испании, Марокко, России (Сибирь) и Китая [223, 297, 346]. Интересно, что два эвапоритовых эпизода, приходящиеся на рассматриваемый интервал нашего разреза и трассирующиеся сильными отрицательными экскурсами δ^{13} С, практически не выражены в поведении δ^{18} О. Нередко полагают, что влияние метеогенных континентальных вод, а именно с ним мы в основном связываем негативные экскурсы δ¹³С в этой части разреза, параллельно должно приводить к снижению значений δ¹⁸O. При этом упускают из вида, что на распределение изотопных характеристик метеорных осадков, дающих начало континентальным водам, влияет широтный эффект, который заключается в уменьшении значений δ¹⁸О от экватора к полюсам и обусловлен сложными процессами в атмосфере. Так, в низких широтах, где находилась в девоне территория Беларуси, изотопный состав кислорода метеорных осадков мало чем отличается от такового морской воды. Например, $\delta^{18}O$ (SMOW) в Александрии составляет –4, в Багдаде – + 0,5, в Хартуме – –0,3 ‰ [309]. Вероятно, поэтому мы и не видим в наших эвапоритовых интервалах экскурсов δ^{18} O, синхронных с экскурсами 8¹³С. Исключение составляет один образец над кровлей карбонатно-сульфатной пачки освейского горизонта. Этот образец с очень низкими значениями δ¹³С (−9,5 ‰) и δ¹⁸О (−6,7 ‰) отмечает пик освейского эвапоритового эпизода (см. рис. 21). Одним из главных геологических аргументов нашей трактовки отрицательного экскурса δ^{13} С как маркера эвапоритизации было предположение об обмелении бассейна. В этом случае оно, вероятно, было столь существенным, что привело к значительному прогреву воды и, как следствие, к образованию карбонатного осадка с сильно облегченным изотопным составом кислорода.

В самой верхней части девонского разреза (костюковичский и полоцкий горизонты) на фоне больших флуктуаций δ^{18} О с минимумом в –6,7 ‰ имеет место, как уже отмечалось, положительная корреляция этого параметра и δ^{13} С. Это указывает на то, что карбонатный материал здесь в значительной мере постдиагенетический, образованный под влиянием инфильтрационных метео-генных вод, которое могло осуществляться на протяжении колоссального (около 215 млн лет) перерыва в осадконакоплении между живетским веком среднего девона и батским веком средней юры. С учетом упомянутого выше широтного эффекта в распределении δ^{18} О метеорных осадков, положительную

корреляцию δ^{18} О и δ^{13} С в рассматриваемой части разреза можно считать указанием на то, что образование постдиагенетических карбонатов происходило тогда, когда территория Беларуси уже существенно удалилась от экватора.

Изотопы серы. Значения δ^{34} S гипса из освейского горизонта, определенные в разрезе скв. Быховская и ряда других скважин на территории Беларуси (табл. 6) [39, 78], изменяются в довольно широких пределах: от 15,5 до 21,2 ‰. Среднее составляет 18,4 ± 0,4 ‰. На глобальных хемостратиграфических кривых изотопный состав серы морского сульфата среднего девона в среднем оценивается величиной 19–20 ‰ [253, 341]. Несколько более легкий изотопный состав серы воды среднедевонского эвапоритового бассейна Беларуси по сравнению со средней глобальной оценкой, вероятно, обусловлен участием континентальных вод с изотопно-легкой серой [139] в солевом балансе водоема. Это согласуется с изотопным составом углерода в карбонатах и стронция в гипсе.

Скважина	Глубина, м	$\delta^{34}S$, ‰ (CDT)
Браслав 15	178,0	16,6
	182,0	15,5
Быховская	254,1	19,8
	258,0	19,7
	259,3	20,5
	270,7	21,2
	272,3	20,3
	283,5	17,7
	291,0	18,1
	292,0	18,3
	293,6	20,7
Лепель 1	290,0	16,5
Озераны 3к	216,0	17,0
Поставы 5	226,0	17,3
Толочин 38	297,0	17,9
Червень 3	140,0	17,3

Таблица 6. Изотопный состав серы гипса в освейском горизонте эйфельского яруса Беларуси

Примечание. Расположение скважин см. на рис. 20.

* * *

Таким образом, в нижне-среднедевонском разрезе скв. Быховская выявлены изотопные сигналы региональных палеогеографических событий (эпизоды эвапоритизации, активизации континентального стока, углубления и обмеления бассейна, перерывы в седиментации). Установлена специализация этих изотопных сигналов по отдельным частям разреза (стратиграфические подразделения, литологические пачки и интервалы). 1. Лепельские слои витебского горизонта, адровский горизонт, верхняя часть доломитово-мергельной пачки освейского горизонта и глинисто-мергельная пачка городокского горизонта характеризуются низкой вариабельностью значений δ^{13} С, близких к морскому стандарту. Средние по названным интервалам находятся в пределах –2,1...–1,2 ‰. Эти отложения накапливались в нормальных морских условиях с достаточно хорошим углекислотным обменом между водной массой бассейна осадконакопления и атмосферой и умеренной биопродуктивностью. В лепельских слоях и в глинисто-мергельной пачке городокского горизонта на фоне постоянства значений δ^{13} С установлены значительные положительные экскурсы δ^{18} О, которые, вероятно, отвечают эпизодам углубления бассейна. Оно сопровождалось снижением температуры воды и соответственно ростом значений δ^{18} О, но не повлияло на изотопный состав углерода карбонатного материала.

2. Установлены четыре интервала разреза со значительными отрицательными экскурсами δ^{13} С и разным поведением δ^{18} О.

В обольских слоях витебского горизонта (δ^{13} С в среднем –5,3 ‰) облегчение изотопного состава углерода связано с интенсификацией поступления с суши изотопно-легкой почвенной углекислоты в составе континентального стока. Данное предположение согласуется с более грубым составом обломочного материала обольских слоев (песчаники, гравелиты) по сравнению с вышележащими лепельскими слоями, в которых этот материал представлен глиной. Отмечающиеся в обольских слоях сильные флуктуации δ^{18} О, по-видимому, обусловлены неравномерной интенсивностью поступления водных потоков с суши, что в свою очередь приводило к изменениям температуры в бассейне седиментации.

Карбонатно-сульфатная пачка вместе с нижней частью доломитово-мергельной пачки освейского горизонта (б¹³С в среднем -5,2 ‰), а также интервал, охватывающий доломитово-мергельную и доломитовую пачки городокского горизонта (-3,9 ‰), соответствуют эпизодам эвапоритизации бассейна. Основной вклад в снижение значений δ^{13} С в эти отрезки времени вносил почвенный углерод, который поступал с континентальными водами в морской бассейн, обмелевший, сократившийся по площади и распавшийся на отдельные ванны. Участие этих вод, содержащих изотопно-легкую серу, в питании эвапоритового бассейна подтверждается несколько более низкими значениями δ³⁴S гипса из освейского горизонта (в среднем для Быховской и ряду других скважин Беларуси 18,4 ‰), чем свойственны среднедевонскому морскому сульфату (19-20 ‰). Второстепенными причинами отрицательных экскурсов δ¹³С, маркирующих эвапоритовые эпизоды, были следующие. Осолонение воды обусловливало снижение биопродуктивности бассейна и уменьшение вывода изотопа ¹²С органическим веществом из водной массы. По мере того, как бассейн становился более мелководным, отдельные его части обнажались и подвергались эрозии. Это сопровождалось уменьшением количества захороняющегося органического материала, интенсификацией окисления органического углерода, в том числе накопленного ранее, и, как следствие, обогащением водного резервуара легким изотопом. Несмотря на то что главной причиной сильных отрицательных экскурсов δ^{13} С, трассирующих эвапоритовые эпизоды, мы считаем усиление континентального стока, данные отрезки времени не характеризуются снижением δ^{18} О. Это связано с тем, что в низких широтах, где находилась в девоне территория Беларуси, изотопный состав кислорода метеорных осадков мало чем отличается от такового морской воды.

Верхняя часть девонского разреза, включающая костюковичский горизонт эйфельского яруса и полоцкий горизонт живетского яруса, характеризуется не только сильным негативным экскурсом δ^{13} С (в среднем по интервалу –7,9 ‰), но и положительной корреляцией δ^{13} С и δ^{18} О. Такое поведение изотопов может быть обусловлено гипергенным новообразованием карбонатов в среде инфильтрационных вод с изотопно-легкими кислородом и почвенным углеродом во время огромного перерыва в осадконакоплении между средним девоном и средней юрой.

3. На значительном отрезке эйфельской части разреза, охватывающем адровский и освейский горизонты и бо́льшую часть городокского горизонта, отмечается довольно устойчивый изотопный состав кислорода (δ¹⁸О в основном –3…–1 ‰). Близкие по величине (~–3 ‰) и слабо варьирующие значения δ¹⁸О характеризуют эйфельские отложения и на глобальной хемостратиграфической кривой.

1.3.2. Жлобинская седловина

Изучение нижне- и среднедевонских отложений скв. Кормянская (см. рис. 20) было сосредоточено на верхнеэмсско-среднеэйфельской части разреза. Каменный материал по верхнему эмсу – среднему эйфелю, проанализированный изотопным и вспомогательными (определение карбонатности и содержание органического углерода) методами, охватывал 94 м разреза и включал 98 образцов карбонатных и карбонатсодержащих пород [38] (табл. 7). Один изученный образец характеризовал в среднем 1,1 м разреза витебского горизонта (в том числе 0,8 и 1,2 м обольских и лепельских слоев соответственно), 0,4 м – адровского горизонта, 1,7 – освейского и 1,1 м – городокского, что обеспечи-ло хорошее разрешение построенных изотопно-хемостратиграфических кривых. В табл. 7 приведены также результаты аналитических определений по 9 образцам из отложений костюковичского и полоцкого горизонтов. Эти данные мы не обсуждаем, так как они не представительны для хемостратиграфических целей из-за неудовлетворительного подъема керна при проходке костюковичских отложений и низкой карбонатности полоцких пород.

Таблица 7. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в нижне-среднедевонском разрезе параметрической скважины Кормянская

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		
	Средний девон, живетский	ярус, пол	оцкий гој	ризонт				
167,7	Песчаник карбонатсодержащий	2,5	1,5	1,77	-9,7	-5,0		
170,0	Песок карбонатсодержащий	2,7	0,4	0,85	-0,6	-2,8		
173,5	То же	7,9	3,0	0,60	-1,3	-5,1		
174,5	_>>—	3,4	14,6	0,72	-2,5	-6,0		
175,5	_»>—	3,4	3,0	0,88	-0,6	-3,1		
Средний девон, верхнеэйфельский подъярус, костюковичский горизонт								
192,7	Песчаник с карбонатным цементом	29,5	2,6	0,21	-4,0	-5,5		
193,5	То же	28,4	2,8	0,17	-7,8	-5,3		
194,5	_»_	29,5	4,2	0,15	-8,0	-5,1		
204,7	Песок карбонатсодержащий	3,0	2,4	0,74	-3,2	-3,3		
Средний девон, среднеэйфельский подъярус, городокский горизонт								
257,3	Мергель доломитовый	2,7	54,1	0,64	-6,5	-2,3		
258,0	То же	2,5	55,3	0,39	-6,6	-1,4		
258,5	Мергель глинистый доломитовый	2,3	38,4	0,40	-7,1	-2,6		
258,9	Мергель известковисто- доломитовый	10,2	51,1	0,29	-6,7	-3,5		
259,1	То же	6,8	52,2	0,45	-6,8	-3,0		
259,8	Мергель доломитовый	2,3	59,1	1,14	-8,0	-3,1		
260,3	Мергель глинистый доломитовый	1,1	36,5	5,23	-8,0	-3,7		
261,0	То же	1,1	40,7	0,71	-6,6	-3,2		
262,3	_»_	0,4	26,0	1,11	-4,3	-3,5		
262,7	Мергель доломитовый	3,4	48,0	0,54	-5,3	-2,8		
264,2	То же	2,3	50,5	1,35	-4,8	-4,0		
264,9	Мергель глинистый доломитовый	1,4	41,7	0,36	-5,7	-4,1		
265,5	То же	1,6	28,4	0,34	-4,3	-2,4		
266,3	Доломит глинистый	3,2	87,7	0,47	-4,0	-1,6		
267,5	Песчаник с известковым цементом	16,1	4,4	0,07	-7,6	-6,9		
268,7	Доломитово-песчаная порода	3,7	40,5	0,47	-4,5	-2,5		
270,5	Глина доломитистая	0,9	7,5	0,19	-3,3	-4,0		
272,6	Песчаник с доломитовым цементом	0,2	14,4	0,13	-2,5	-5,2		

Продолжение табл. 7

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
274,0	Глина доломитистая песчанистая	0,4	10,0	0,28	-2,3	-3,6
276,0	Глина доломитистая	1,8	19,6	0,23	-1,4	-2,8
276,3	Глина доломитистая песчанистая	0,7	12,9	0,17	-1,4	-3,9
276,6	Мергель доломитовый	1,6	32,6	0,24	-0,8	1,0
278,2	Глина доломитистая	1,1	7,2	0,23	-2,5	-2,2
278,9	Песчаник с глинисто-доломитовым цементом	0,4	20,8	0,10	-1,7	-2,4
279,1	Глина алевритовая доломитистая	2,0	15,9	0,17	-0,9	-1,5
281,0	Мергель доломитовый песчанистый	1,1	25,4	0,19	-1,1	-1,3
281,5	Мергель известковисто- доломитовый	5,6	55,8	0,16	-1,8	0,1
283,6	Песчаник с глинисто- доломитовым цементом	0,0	12,5	0,10	-1,6	-5,2
283,9	Глина доломитистая	0,2	14,4	0,25	-0,5	-4,1
284,0	То же	0,4	13,8	0,18	0,8	-3,1
285,3	_»_	0,2	12,5	0,18	0,3	-3,9
285,5	Мергель доломитовый	0,0	51,6	0,26	0,0	-4,0
286,0	Мергель доломитовый песчанистый	2,3	43,8	0,17	-0,2	-2,6
286,3	Мергель глинистый доломитовый	0,7	28,6	0,10	-0,6	-3,3
287,6	Глина доломитистая	0,9	17,0	0,15	-3,3	-1,8
289,2	Глина песчанистая доломитистая	0,4	10,4	0,23	-4,7	-1,8
289,4	Глина доломитистая	0,4	6,2	0,22	-5,6	-1,8
291,6	Глина песчанистая доломитистая	0,4	15,2	0,19	-3,2	-2,5
292,1	Мергель глинистый известковисто-доломитовый	9,5	17,4	0,15	-4,9	-2,8
292,8	Мергель доломитовый	2,5	47,9	0,18	-4,1	-0,6
294,0	Глина песчанистая доломитистая	1,6	7,5	0,18	-5,9	-0,4
294,5	Глина карбонатсодержащая	2,3	1,5	0,05	-7,1	-6,7
295,6	Глина песчанистая доломитистая	0,4	14,8	0,28	-5,1	-3,1

Средний девон, нижнеэйфельский подъярус, освейский горизонт

298,2	Глина алевритистая доломитистая	0,7	5,5	0,60	-7,1	-2,7
300,3	Глина песчанистая доломитистая	0,9	5,5	0,25	-6,8	-7,0
301,7	Глина доломитистая	1,1	20,8	0,59	-9,0	-2,0
302,1	Глина алевритистая слабодоломитистая	0,4	5,0	0,77	-7,2	-7,2

Продолжение табл. 7

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
302,7	Мергель доломитовый с розетками гипса	2,7	22,5	0,93	-9,2	-2,6
303,3	Глина доломитистаяс сульфидами	0,7	5,7	2,25	-11,7	-5,1
304,0	Мергель доломитовый	3,0	54,3	0,25	-6,7	-2,4
306,2	Сульфатно-карбонатная порода	2,0	7,5	0,26	-6,0	-8,2
307,2	Терригенно-карбонатная порода с прослоем гипса	3,2	23,2	0,48	-6,3	-3,1

Средний девон, нижнеэйфельский подъярус, адровский горизонт

311,2	Алевролит с доломитовым цементом	2,5	14,6	1,05	-3,5	-5,1
312,0	Мергель известково-доломитовый	9,1	44,2	0,98	-3,7	-3,2
312,1	Доломит известковистый глинистый с сульфидами	13,6	63,2	0,98	-5,0	-2,5
312,4	Мергель доломитовый	3,0	49,0	0,15	-1,6	-4,1
312,6	Доломит известковистый глинисто-песчанистый оолитовый	5,6	73,5	0,20	-1,3	-5,1
312,7	То же	5,4	60,7	0,21	-1,2	-5,1
312,8	Доломит известковистый глинистый оолитовый	7,2	79,9	0,16	-1,9	-5,2
313,0	Доломит известковистый оолитовый	15,2	85,2	0,16	-1,8	-5,0
313,5	Доломит	4,7	90,2	0,15	-1,4	-5,6
313,6	Доломит водорослевый кавернозный	4,5	95,5	0,37	-1,9	-5,0
314,5	Глина алевритистая доломитистая	2,5	12,3	0,27	-2,4	-2,9
315,0	Мергель известковисто- доломитовый	7,2	53,9	0,39	-2,1	-3,3
315,5	Доломит известковистый с сульфидами	5,4	94,6	0,20	-2,0	-4,1
316,3	Доломит известковистый	6,8	88,7	0,30	-1,8	-3,2
316,7	Доломит известковистый кавернозный с сульфидами	19,3	80,7	0,17	-1,8	-3,5
Нижний девон, верхнеэмсский подъярус, витебский горизонт, лепельские слои						

318,3	Доломит известковистый глинистый онколитовый	13,2	77,6	0,25	-2,1	-1,9
320,3	Мергель глинистый доломитовый	1,1	27,1	0,44	-1,9	-3,1

Продолжение табл. 7

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
323,2	Доломит известковистый глинистый	6,8	85,2	0,07	-1,9	-4,5
324,6	Глина доломитистая	1,1	15,6	0,12	-1,8	-4,8
325,2	Доломит известковистый глинистый	9,1	78,2	0,11	-1,9	-3,9
325,8	Доломит	4,0	96,0	0,10	-1,8	-4,4
328,7	Доломит известковистый с кристаллами кальцита в трещине	8,6	89,4	0,12	-5,2	-7,4
328,7	Доломит известковистый	8,7	91,3	0,10	-1,8	-4,1
329,0	Мергель известковисто- доломитовый	13,6	60,5	0,96	-5,2	-2,5
329,2	Доломит известковистый глинистый строматолитовый	7,9	86,0	0,11	-1,7	-4,9
330,0	Мергель доломитовый брекчиевидный с водорослевой текстурой	3,7	60,5	0,10	-1,7	-4,1
330,6	Мергель доломитовый с раковинным детритом	3,9	47,3	0,14	-1,6	-4,2
331,6	Алевролит с доломитовым цементом	1,1	23,0	0,18	-1,7	-3,5
331,8	То же	3,0	21,2	0,22	-1,8	-4,2
332,5	_»_	2,0	23,8	0,21	-1,7	-2,5
333,0	Мергель доломитовый	4,5	63,6	0,17	-1,8	-2,7
334,0	Алевролит доломитсодержащий	3,7	15,0	0,14	-2,2	-3,8
334,8	Алевролит глинистый доломитсодержащий	3,4	25,0	0,13	-2,5	-3,3
335,8	Глина доломитистая	2,0	14,8	0,15	-2,2	-4,5
336,0	Мергель глинистый доломитовый	1,6	28,8	0,14	-2,5	-5,2
336,7	Доломит известковистый	9,2	90,8	0,23	-2,0	-5,5
336,8	Глина доломитовая	0,7	20,8	0,18	-1,6	-4,8
340,1	Мергель доломитовый	4,1	23,8	0,34	-3,1	-3,7
340,8	Доломит известковистый глинистый	11,4	79,3	0,14	-2,2	-5,3
342,8	Мергель известковисто- доломитовый	5,4	60,9	1,19	-2,0	-2,8
344,4	То же	5,9	60,7	0,67	-2,7	-4,5
347,1	Глина доломитистая	0,4	21,4	0,29	-2,9	-5,5

Окончание табл. 7

Глубина, м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		
Нижний девон, верхнеэмсский подъярус, витебский горизонт, обольские слои								
348,8	Песчаник с доломитовым цементом	2,7	30,7	0,11	-3,4	-5,9		
350,2	То же	1,8	47,5	0,24	-3,5	-5,5		
351,0	_»_	2,0	33,6	0,24	-3,8	-5,9		
351,3	Терригенно-карбонатная порода	5,6	55,1	0,21	-3,9	-6,4		

 Π р и м е ч а н и е. Н.О. С $_{_{\rm opr.}}$ – концентрация органического углерода.

Литология. Верхнеэмсско-среднеэйфельская толща в разрезе скв. Кормянская залегает в интервале 248,4–351,5 м (рис. 24), перекрывается отложениями верхнего эйфеля и подстилается образованиями вильчанской серии нижнего венда.

Отложения витебского горизонта имеют мощность 34,5 м и снизу вверх подразделяются на обольские (мощность 3,1 м) и лепельские (31,4 м) слои. Обольские слои представлены чередованием серых карбонатсодержащих песчаников и зеленовато-серых аргиллитоподобных глин. Встречаются прослои пелитоморфных доломитов. Лепельские слои сложены доломитами, обычно известковистыми глинистыми, нередко водорослевыми строматолитовыми (рис. 25, a, δ), комковатыми доломитовыми мергелями, доломитовыми аргиллитоподобными глинами. Имеются прослои алевролитов и песчаников. Цвет пород главным образом серый, местами с зеленоватым или бежевым оттенком. В доломитах иногда отмечаются каверны и трещины, стенки которых инкрустированы хорошо оформленными бесцветными прозрачными кристаллами кальцита (рис. 25, e).

Мощность адровского горизонта в разрезе скв. Кормянская – 6 м. Он слагается преимущественно светло- и желтовато-серыми водорослевыми известковистыми и глинистыми доломитами, иногда с оолитами, прослоями пористыми и кавернозными. Встречаются тонкие прослои песчаников, алевролитов и темно-серых глин.

Породы освейского горизонта (15,2 м) состоят главным образом из карбонатного, глинистого и сульфатного материала в разных сочетаниях и структурных взаимоотношениях. Это зеленовато-серые и светло-серые мергели с пропластками глин, доломитов, реже песчаников, а также с линзовидными прослоями, разноориентированными прожилками, гнездами и вкраплениями волокнистого, шестоватого, таблитчатого и чешуйчатого гипса.

Отложения городокского горизонта мощностью 47,4 м представлены серыми и темно-серыми доломитовыми мергелями, серыми доломитами,



Рис. 24. Сопоставление вариаций изотопного состава углерода и кислорода в карбонатном веществе верхнеэмсско-среднеэйфельских пород в разрезах скважин Кормянская и Быховская. Стратиграфические горизонты: D₂gr – городокский, D₂os – освейский, D₂ad – адровский, D₁vt (lp) – витебский (лепельские слои), D₁vt (ob) – витебский (обольские слои); литология: 1 – глина, 2 – песчаник, 3 – гравелит, 4 – мергель доломитовый, 5 – доломит, 6 – доломит глинистый, 7 – карбонатно-сульфатная порода, 8 – гипсовые включения; точки на графиках – фактические значения δ^{13} С и δ^{18} С; линия вариаций построена методом скользящего среднего (шаг 3); цифры в кружках – поинтервальные средние значения δ^{13} С



Рис. 25. Фотографии керна пород из витебского горизонта (лепельские слои) разреза скв. Кормянская: *a*, *б* – доломит известковистый глинистый строматолитовый, гл. 329,2 м (*a* – вид сбоку, *б* – вид сверху); *в* – доломит известковистый с кристаллами кальцита в трещине, гл. 328,7 м

преимущественно пелитоморфными, иногда с онколитами водорослей, прослоями пористыми и кавернозными. Отмечаются также пропластки глин и песчаников.

Соотношение седиментационных и постседиментационных изотопных сигналов. Вариации изотопного состава углерода и кислорода карбонатного вещества в верхнеэмсско-среднеэйфельском разрезе скв. Кормянская весьма велики (табл. 7, рис. 24, 26, 27). Значения δ^{13} С изменяются от -11,7 до 0,8 ‰. Однако диапазон флуктуаций основной массы значений существенно уже -7,0...-1,0 ‰. Размах вариаций δ^{18} О – от -8,2 до 1,0 ‰; преобладающее число определений заключено в пределах от -5,5 до -1,5 ‰. Широкий диапазон вариаций δ^{13} С и δ^{18} О наводит на мысль, что они вызваны как изменениями условий седиментации отложений, так и постседиментационными процессами.

Принципиальным моментом для интерпретации изотопных вариаций в разрезе является оценка того, затронуты ли отложения постседиментационными изменениями и если да, то насколько существенно. В частности, исходный изотопный состав углерода карбонатов может сильно облегчиться в результате бактериальной сульфатредукции в диагенезе, а кислорода – при переработке пород метеогенными подземными водами [139].

Отсутствие корреляции между значениями δ^{13} С и концентрацией органического вещества в породах изученного разреза (рис. 26), свидетельствует о том, что диагенетическая сульфатредукция вряд ли могла существенно повлиять на вариации изотопного состава углерода. К тому же в подавляющем большинстве исследованных образцов содержание С_{орг} не превышает 0,5 %; т. е. массы органического субстрата, по-видимому, было недостаточно для активной жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. Вместе с тем в отдельных случаях сульфатредукция сыграла свою роль в облегчении изотопного состава углерода пород. Так, в двух образцах нашей коллекции с самыми



Рис. 26. Корреляционный график δ¹³C – С_{орг} для карбонатных и карбонатсодержащих пород верхнеэмсско-среднеэйфельского разреза скв. Кормянская

высокими содержаниями органического вещества, представленных глинистым доломитовым мергелем из городокского горизонта ($C_{opr} = 5,23$ %) и освейской доломитистой глиной с рассеянными сульфидами ($C_{opr} = 2,25$ %), значения δ^{13} С составили –8,0 и –11,7 ‰ соответственно (табл. 7). Точки, характеризующие эти образцы, стоят особняком на корреляционной диаграмме δ^{13} С – С_{орг} (рис. 26).

Нельзя исключить воздействие инфильтрационного катагенеза с участием метеогенных вод на породы разреза скв. Кормянская. Так, на Жлобинской седловине недалеко от места расположения изучаемой скважины (см. рис. 20) из витебско-адровских отложений получен приток хлоридной натриевой воды с минерализацией 12,94 г/л (скв. Бердыж ЖТ-1, интервал 398-427 м) [61]. Понятно, что морская вода, изначально захороненная в этих отложениях, была разбавлена инфильтрационной пресной водой почти в 3 раза. Однако остается вопрос, насколько сильные минералогические и изотопно-геохимические преобразования пород могло вызвать воздействие этой метеогенной воды. Среди проанализированных проб из витебского горизонта есть две из одного образца с глубины 328,7 м (табл. 7). Первая представлена смесью вмещающего известковистого доломита и кальцитовых кристаллов из трещины в нем (рис. 25, в). Эти кристаллы, судя по их форме, размеру и локализации в трещине, которая могла возникнуть лишь в хрупкой консолидированной породе, несомненно, инфильтрационно-катагенетические. Вторая проба – вмещающий известковый доломит. Значения δ¹³С и δ¹⁸О в первой пробе составляют -5,2 ‰ и -7,4 ‰, во второй - -1,8 и -4,1 ‰ соответственно. Очевидно, что кристаллы кальцита в трещине сформировались в гидрогеохимической среде с участием легких по кислороду и несущих легкий почвенный углерод инфильтрационных метеогенных вод. В то же время эти воды практически не оказали влияния на слабопроницаемую вмещающую породу, в которой изотопный состав углерода близок к стандартному для седиментационных морских карбонатов,



Рис. 27. Корреляционные графики δ¹³C – δ¹⁸O для карбонатных и карбонатсодержащих верхнеэмсско-среднеэйфельских отложений скв. Кормянская. *a* – разрез в целом, *б* – витебский горизонт

а состав кислорода почти такой же (-4...-3 ‰), что показан для эмсского века на глобальной хемостратиграфической кривой, построенной по результатам анализа раковин брахиопод из девонских отложений США, Испании, Марокко, России (Сибирь) и Китая [223, 297, 346].

Можно ли распространить вывод о слабой измененности матрицы пород инфильтрационным катагенезом, вытекающий из описанного единичного примера, на весь верхнеэмсско-среднеэйфельский разрез? Пойдем вслед за общепринятыми представлениями (см., например, [31]) о том, что на слабую преобразованность отложений указывает отсутствие корреляции между значениями δ^{13} С и δ^{18} О. Именно такая картина обнаруживается на корреляционной диаграмме δ^{13} С и δ^{18} О, построенной с использованием всего массива аналитических данных (рис. 27, *a*). И лишь для песчаников и алевролитов, проницаемость которых выше, чем у карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных пород, выявляется тенденция к прямой корреляции между изотопными составами карбонатных углерода и кислорода (рис. 27, *б*).

С учетом сказанного выше, можно полагать, что постседиментационные преобразования в изучаемом разрезе, способные повлиять на первичный изотопный состав углерода и кислорода карбонатного материала, в целом незначительны. Это связано с невысоким содержанием органического вещества в отложениях, их существенной глинистостью и слабой проницаемостью. Некоторое исключение составляют трещины и каверны, а также поровое пространство песчаников и алевролитов, в которых могли кристаллизоваться инфильтрационно-катагенетические карбонаты. Однако встречаемость трещин и каверн с карбонатными новообразованиями и обломочных пород в разрезе в целом невелика.

Таким образом, изотопные вариации в верхнеэмсско-среднеэйфельских оложениях скв. Кормянская следует трактовать преимущественно как следствие изменений седиментационной обстановки.

Углеродно-изотопная хемостратиграфическая кривая. Вариации изотопного состава углерода в нашем разрезе носят региональный характер. На это указывают слишком сильные отрицательные экскурсы значений δ¹³С (с амплитудой до 9 ‰), которых нет на глобальных изотопно-хемостратиграфических кривых, и отсутствие положительных экскурсов, трассирующих глобальные события [175, 310].

На нашей кривой (см. рис. 24) выделяются два интервала с низкой вариабельностью значений δ^{13} С, близких к морскому стандарту. Они соответствуют: 1) витебскому горизонту и бо́льшей части адровского горизонта (в среднем -2,3 ‰) и 2) средней части городокского горизонта (-1,1 ‰). Очевидно, что отложения этих интервалов разреза накапливались в нормальных морских условиях с достаточно хорошим углекислотным обменом между водной массой бассейна осадконакопления и атмосферой и невысокой биопродуктивностью.

Интересно, что конфигурация кривых и порядок значений δ^{13} С витебскоадровской части разрезов Кормянской скважины и охарактеризованной выше Быховской весьма похожи (см. рис. 24). Исключение составляют обольские слои витебского горизонта, для которых в Быховской скважине отмечен значительный отрицательный экскурс, а в Кормянской – есть лишь «робкий» намек на него. Эта разница, вероятно, связана с разной интенсивностью поступления с суши изотопно-легкой почвенной (органогенной) углекислоты в составе континентального стока. Такое предположение вытекает из того, что обольские породы Быховской скважины сложены более грубым обломочным материалом (песчаники и гравелиты), чем Кормянской (песчаники и глины).

Два интервала Кормянского разреза характеризуются высокоамплитудными отрицательными экскурсами δ¹³С. Это: 1) освейский горизонт и нижняя часть городокского горизонта (в среднем –6,0 ‰) и 2) верхняя половина городокского горизонта (–5,9 ‰) (см. рис. 24).

Первый из них соответствует эпизоду эвапоритизации, пик которого приходится на освейский горизонт, сложенный в данном разрезе только карбонатносульфатными породами. В это время морской бассейн в силу тектонических причин стал более мелководным, отдельные его части обнажились и подвергались эрозии, на что указывает, в частности, наличие участков, где карбонатно-сульфатная пачка освейского горизонта замещена глинисто-карбонатной брекчией [19]. Бассейн распался на отдельные суббассейны с морской водой, интенсивно испарявшейся в приэкваториальных условиях, где в девонское время находилась территория Беларуси [29, 34]. Такое изменение геоморфологической ситуации привело к активному поступлению вод с обнажившихся участков в разрозненные мелководные ванны. Эти воды были обогащены изотопно-легким почвенным углеродом, что отразилось на облегчении изотопного состава углерода осаждавшегося карбонатного материала. Не исключено, что на снижении δ^{13} С в карбонатном веществе во время эвапоритового эпизода сказались также уменьшение биопродуктивности бассейна при осолонении воды, что обусловило ослабление вывода изотопа ¹²С органическим веществом из водной массы, и вызванная обмелением бассейна интенсификация окисления накопленного ранее изотопно-легкого органического углерода [317].

Примечательно, что и в разрезе скв. Быховская эвапоритовая часть освейского горизонта отмечена значительным отрицательным экскурсом δ^{13} С (см. рис. 24). Однако здесь разрез горизонта гораздо более мощный и полный, и его верхняя половина представлена отсутствующей в Кормянском разрезе доломитово-мергельной пачкой с нормально-морскими значениями δ^{13} С. Поэтому два отрицательных экскурса (освейский и городокский), разделенных в Быховской скважине данной пачкой, в скв. Кормянская сливаются в один (освейско-городокский).

С трактовкой природы отрицательного экскурса δ^{13} С в верхней половине городокского горизонта скв. Кормянская мы затрудняемся. Пока нет литологических и каких-либо других аргументов, чтобы его объяснить.

Кислородно-изотопная хемостратиграфическая кривая. Как мы уже отмечали, основная часть значений δ^{18} О в верхнеэмсско-среднеэйфельском разрезе скв. Кормянская находится в диапазоне –5,5 до –1,5 ‰. Это близко к значениям на глобальной хемостратиграфической кривой, где вырисовывается «эйфельское плато» на уровне ~ –3 ‰, а значения δ^{18} О для эмсских карбонатов составляют –4...–3 ‰ [223, 297, 346].

Каких-либо «закономерных» элементов ковариации кислородной и углеродной кривых не прослеживается (см. рис. 24). В частности, отрицательный освейско-городокский экскурс δ^{13} С, связываемый нами с подачей в бассейн почвенного углерода в составе вод суши, не сопровождается таким же экскурсом δ^{18} О. Это обусловлено с тем, что в низких широтах, где находилась в дево-
не территория Беларуси, изотопный состав кислорода метеорных осадков может мало отличаться от такового морской воды [309].

Флуктуации значений δ^{18} О в разрезе мы склонны объяснять, главным образом, изменениями глубины морского бассейна. Снижение температуры при углублении обусловливало более тяжелый состав кислорода формирующегося карбонатного материала. Увеличение температуры воды при обмелении бассейна приводило к осаждению карбонатов с более легким изотопным составом кислорода. Так, карбонатно-сульфатные отложения освейского горизонта, накапливавшиеся на пике эвапоритового эпизода, очевидно, в пределах крайнего мелководья, отмечены отдельными весьма низкими значениями δ^{18} О (-8,2...-7,0 ‰) (см. рис. 24).

* * *

Основные результаты изучения поведения изотопов углерода и кислорода в карбонатном материале верхнеэмсско-среднеэйфельского разреза параметрической скв. Кормянская сводятся к следующему.

1. Вариации значений δ^{13} С заключены в пределах от -11,7 до 0,8 ‰. Диапазон флуктуаций основной массы значений -7,0...-1,0 ‰. Размах вариаций δ^{18} О – от -8,2 до 1,0 ‰; преобладающее число определений – от -5,5 до -1,5 ‰.

2. Постседиментационные преобразования отложений, способные повлиять на первичный изотопный состав углерода и кислорода карбонатного вещества, в целом незначительны. Это связано с невысоким содержанием органического вещества в отложениях, их существенной глинистостью и слабой проницаемостью. Исключение составляют трещины и каверны, а также поровое пространство песчаников и алевролитов, в которых могли кристаллизоваться инфильтрационно-катагенетические карбонаты. Однако встречаемость трещин и каверн с карбонатными новообразованиями и обломочных пород в разрезе в целом невелика.

3. Интервалы углеродно-изотопной хемостратиграфической кривой с низкой вариабельностью значений δ^{13} С, близких к морскому стандарту, соответствуют: (1) витебскому горизонту и бо́льшей части адровского горизонта (в среднем –2,3 ‰) и (2) средней части городокского горизонта (–1,1 ‰). Эти отложения накапливались в нормальных морских условиях с хорошим углекислотным обменом между водной массой бассейна осадконакопления и атмосферой и невысокой биопродуктивностью.

4. Интервал разреза, охватывающий освейский горизонт и нижнюю часть городокского горизонта, отмечен высокоамплитудным отрицательным экскурсом δ^{13} С (в среднем -6,0 ‰). Экскурс соответствует эпизоду эвапоритизации, пик которого приходится на освейский горизонт, сложенный в разрезе скв. Кормянская карбонатно-сульфатными породами. Бассейн стал более мелководным, распался на отдельные суббассейны с интенсивно испарявшейся морской водой. В разрозненные мелководные ванны активно поступали воды с обнажившихся участков. Эти воды были обогащены изотопно-легким поч-

венным углеродом, что отразилось на облегчении изотопного состава углерода осаждавшегося карбонатного материала. В освейском горизонте и нижней части городокского горизонта охарактеризованного выше разреза скв. Быховская также установлены значительные отрицательные экскурсы δ¹³С. Однако здесь разрез освейского горизонта гораздо более мощный и полный, и его верхняя половина представлена отсутствующей в Кормянском разрезе доломитово-мергельной пачкой с нормально-морскими значениями δ¹³С. Поэтому два отрицательных экскурса (освейский и городокский), разделенных в Быховской скважине данной пачкой, в скв. Кормянская сливаются в один (освейско-городокский).

5. Основная часть значений δ^{18} О в верхнеэмсско-среднеэйфельском разрезе скв. Кормянская (-5,5...-1,5 ‰) близка к характеризующим эмсский и эйфельский века значениям (-4...-3 ‰) на глобальной хемостратиграфической кривой. Каких-либо «закономерных» элементов ковариации кислородной и углеродной кривых не прослеживается. Флуктуации значений δ^{18} О связаны с изменениями глубины морского бассейна. Снижение температуры при углублении обусловливало более тяжелый состав кислорода формирующегося карбонатного материала. Увеличение температуры воды при обмелении бассейна приводило к осаждению карбонатов с более легким изотопным составом кислорода. Карбонатно-сульфатные отложения освейского горизонта, накапливавшиеся на пике эвапоритового эпизода в сильно нагретой воде на мелководье, отмечены отдельными весьма низкими значениями δ^{18} О (-8,2...-7,0 ‰).

1.4. Вариации изотопного состава серы и кислорода сульфата морской воды в среднем и позднем девоне (на материале белорусских и украинских объектов)

Г. Клэйпулом и др. [341] были построены кривые изменения изотопного состава серы и кислорода морского сульфата от докембрия до квартера. В основу работы положены результаты многочисленных измерений изотопного состава серы и кислорода в ангидритах и гипсах. Затем происходило уточнение глобальных вариаций δ^{34} S и δ^{18} O (SO₄), а именно получение новых аналитических данных, в частности для тех временных интервалов (эпохи, века), где кривые проведены путем экстраполяции. Одним из примеров такого рода уточнений является работа К. Пьерри и Ж.-М. Раухи [302], которые на материалах по Северной Франции и Бельгии получили средние значения δ^{34} S и δ^{18} O(SO₄) для живетского века среднего девона и визейского века раннего карбона. Такие уточняющие работы имеют существенное значение не только для более глубокого понимания причин глобальных вариаций состава океана, но и для решения проблем региональной геологии, так как δ^{34} S и δ^{18} O(SO₄) морских эвапоритов могут быть использованы как стратиграфические маркеры.

На территории Беларуси и смежных районов прекрасно представлены эвапориты среднего и верхнего девона [19], по которым накоплен большой аналитический материал по изотопному составу серы, в меньшей мере кислорода сульфатов. Имелась возможность уточнить возрастные изотопные кривые Г. Клэйпула и др. на отрезке средний–поздний девон. Это актуально в связи с тем, что по результатам исследований названных ученых, основанным преимущественно на канадских материалах, отмечено значительное утяжеление изотопного состава серы морского сульфата в фаменском веке.

Коллекция исследованных образцов включала гипс и ангидрит из освейского горизонта эйфельского яруса среднего девона Северной и Средней Беларуси и Припятского прогиба, франской соленосной толщи Припятского прогиба и фаменской соленосной толщи Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов. Изученные образцы сульфатных минералов были представлены как пластовыми разновидностями, так и акцессорными, выделенными путем растворения из каменной соли, в редких случаях из сильвинита. В целом были использованы 162 определения изотопного состава серы и 39 – изотопного состава кислорода в сульфатах [83].

Результаты статистической обработки аналитического материала приведены в табл. 8. Они сводятся к следующим главным моментам.

Таблица 8. Статистики распределения з	значений б ³⁴ S и	δ ¹⁸ О в сульфатных	минералах
из средне- и верхнедевонских эвапо	<mark>ритовых комп</mark> л	іексов Беларуси и У	краины

Минероли		$\delta^{34}S$, ‰ (CI	DT)			δ ¹⁸ O(SC	D ₄), ‰ (SMOW)	
ininepusita		x_{\min}	$x_{\rm max}$	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	п	x_{\min}	$x_{\rm max}$	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	
Эйфельский ярус, Беларусь											
Гипс и ангидрит пластовые	9	15,4	17,9	16,6	0,3	2	3,7	14,2	13,9	0,3	
Франс	Франский ярус, Припятский прогиб										
Ангидрит пластовый и акцессорный	9	18,1	35,6	24,4	1,8	4	14,7	21,0	17,4	1,3	
Фамен	ский я	apyc, l	Припя	тский	й про	гиб					
Ангидрит и гипс пластовые	104	22,4	32,7	26,5	0,2	12	15,4	19,1	17,2	0,4	
Ангидрит и гипс акцессорные	19	22,1	33,6	25,6	0,6	—	-	—	-	—	
Ангидрит пластовыйи акцессорный	45	22,1	30,0	26,1	0,3	7	15,5	19,1	17,0	0,5	
Гипс пластовый и акцессорный	78	22,7	33,6	26,6	0,2	5	15,4	18,2	17,4	0,5	
Ангидрит и гипс в целом	123	22,1	33,6	26,4	0,2	12	15,4	19,1	17,2	0,4	
Фаменский ярус, Днепровско-Донецкий прогиб											
Ангидрит пластовый	10	21,9	33,7	26,0	1,1	10	11,8	17,4	15,1	0,6	
Ангидрит акцессорный	11	22,7	33,7	28,8	1,0	11	12,7	18,5	15,3	0,6	
Ангидрит в целом	21	21,9	33,7	27,5	0,8	21	11,8	18,5	15,2	0,4	

Окончание табл. 8

	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)			$\delta^{18}O(SO_4), \% (SMOW)$						
Минералы	п	x_{\min}	x_{max}	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	n	x_{\min}	$x_{\rm max}$	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$
Фаменский ярус, Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы										
Ангидрит и гипс пластовые	114	21,9	33,7	26,5	0,2	22	11,8	19,1	16,2	0,4
Ангидрит и гипс акцессорные		22,1	33,7	26,8	0,6	11	12,7	18,5	15,3	0,6
Ангидрит пластовыйи акцес- сорный		21,9	33,7	26,5	0,3	28	11,8	19,1	15,7	0,4
Гипс пластовый и акцессорный	78	22,7	33,6	26,6	0,2	5	15,4	18,2	17,4	0,5
Ангидрит и гипс в целом	144	21,9	33,7	26,5	0,2	33	11,8	19,1	15,9	0,3

Примечания: n – число определений, x_{\min} и x_{\max} – минимальное и максимальное значения, \overline{x} – среднее арифметическое, $S_{\overline{x}}$ – ошибка среднего; акцессорные сульфатные минералы выделены из хлоридных солей; прочерк – нет данных.

Средние значения δ^{34} S и δ^{18} O ангидрита и гипса отложений близкого возраста весьма близки между собой, что хорошо видно для выборки по фаменскому ярусу Припятского прогиба, где подавляющее количество образцов гипса относятся к продуктам постседиментационной гидратации ангидрита. Это естественно в связи с тем, что кристаллизация сульфатных минералов сопровождается относительно небольшим фракционированием изотопов. Для серы оно составляет 1,65 ‰, для кислорода – 3,5 ‰ [341]. Таким образом, для определения наиболее вероятных значений изотопного состава серы и кислорода морского сульфата в равной степени могут быть пригодны данные по ангидриту и гипсу.

Из статистических данных по фамену Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов видно также, что средние значения δ^{34} S и δ^{18} O пластовых сульфатов, кристаллизовавшихся в основном на сульфатной стадии галогенеза, и акцессорных сульфатных минералов, выделенных из хлоридных солей, близки между собой. Это дает возможность использовать данные и по пластовым, и по акцессорным сульфатам.

Характерен весьма большой разброс значений δ^{34} S и в меньшей степени δ^{18} O для образцов «одного и того же класса». Так, например, для фаменских сульфатов Припятского прогиба диапазон δ^{34} S составляет 11,5, а δ^{18} O – 3,7 ‰. Столь существенные вариации изотопных показателей, с которыми нередко сталкивались исследователи при решении задач, аналогичных нашей, ставят важный вопрос: какие (минимальные или средние) значения δ^{34} S и δ^{18} O в ангидритах и гипсах наиболее точно характеризуют изотопный состав исходной морской (океанической) воды? Вопрос актуален в связи с тем, что большинство геохимических процессов, протекающих в эвапоритовых бассейнах, ведут к увеличению δ^{34} S и δ^{18} O(SO₄). Некоторые исследователи [40] полагают, что наиболее точно характеризуют изотопной морской воды мини-

мальные значения δ^{34} S и δ^{18} O в ангидрите или гипсе. Для решения этого вопроса существенны следующие основные обстоятельства.

1. Кристаллизация сульфатных минералов сопровождается, как уже отмечалось, относительно небольшим фракционированием изотопов.

2. Быстрое перемешивание океанической воды течениями (возраст донной воды 2000 лет) обеспечивает постоянство δ³⁴S в сульфате по всему океану. Для современного океана этот показатель составляет 20,0 ‰ [311].

3. Кислород водорастворенного SO₄ практически независим от кислорода морской H_2O : изотопное равновесие между этими формами кислорода достигается за 10^5-10^9 или более лет [185, 211, 274]. Это время гораздо более длительное, чем время пребывания сульфата в морской воде и время существования конкретных эвапоритовых обстановок [176].

4. Постседиментационные процессы, сопровождающиеся взаимодействием сульфатных минералов с подземными водами или с кристаллизационной водой гипса, выделяющейся из него при погружении, также не приводят к уравновешиванию δ¹⁸O(SO₄) и δ¹⁸O(H₂O) [230].

5. В каждом эвапоритовом бассейне (в толще рассола или в сульфатном осадке) могут иметь место процессы, приводящие к формированию ангидрита или гипса с изотопным составом серы и кислорода, несколько отличным от того, что свойственен сульфату океана соответствующего отрезка времени. Важнейшие из этих процессов – окислительно-восстановительные. Бактериальная сульфат-редукция ведет к утяжелению изотопного состава и серы, и кислорода сульфата, остающегося в рассоле, в связи с тем, что бактерии утилизируют преимущественно легкие изотопы [211, 254]. Следствием этого являются: образование сульфидных ионов с весьма легким изотопным составом серы и генерация биогенной углекислоты с облегченным изотопным составом кислорода. Повторное окисление сульфидных ионов, происходящее в окислительной зоне эвапоритового бассейна, приводит к облегчению изотопного состава серы новообразованного сульфата по сравнению с исходным морским. Это вызвано тем, что процесс окисления не сопровождается фракционированием серы при превращении сульфида в сульфат [341]. Изотопный состав кислорода сульфата, формирующегося при окислении сульфидных ионов, может утяжеляться по сравнению с иходным морским сульфатом, если в процессе окисления доминирует водорастворенный воздушный кислород $(\delta^{18}O = 23,5\%)$, и облегчаться, если в окислении велика роль кислорода, генерирующегося при фотосинтезе ($\delta^{18}O = 5,0$ ‰) [139]. Кроме того, при неорганическом окислении сульфида молекулярным кислородом имеет место сильный кинетический эффект, который выражается в значительном облегчении изотопного состава кислорода в новообразующемся сульфате по сравнению с исходным морским сульфатом (устное сообщение Х. Сакаи). Ситуация может оказаться еще более сложной, если в окислении сульфида участвует кислород воды, изотопный состав которого может быть весьма разным (и тяжелым, и легким).

6. Несмотря на возможные вариации изотопного состава серы и кислорода в сульфате, связанные с локальными условиями развития эвапоритовых бассейнов, важно иметь в виду, что для образования даже маломощной толщи эвапоритовых отложений требуется колоссальное количество морской воды, которая постоянно пополняет бассейн. Так, хорошо известны расчеты К. Хсю [57], которые показывают, что при условии изоляции Средиземного моря от океана и его высыхания накопилось бы всего 20–60 м эвапоритов. Поэтому флуктуации в изотопном составе сульфата, связанные с условиями конкретного эвапоритового бассейна, должны нивелироваться изотопным составом огромного количества «свежего» морского сульфата, поступающего в бассейн.

Из вышеприведенного следует, что оценка изотопного состава морского (океанического) сульфата отдаленных геологических эпох по гипсу и ангидриту содержит большую неопределенность. Представляется, что для выполнения такой оценки (и то лишь в первом приближении) целесообразно пользоваться средними значениями δ^{34} S и δ^{18} O в сульфатных минералах.

Из наших материалов можно вывести следующую динамику δ^{34} S в морской воде на временном отрезке средний–поздний девон: 16,6 ± 0,3 ‰ (эйфельский век) $\rightarrow 24,4 \pm 1,8$ ‰ (франский век) $\rightarrow 26,5 \pm 0,2$ ‰ (фаменский век). Если добавить сюда значения δ^{34} S для живетского (20,4 ‰) и визейского (15,2 ‰) веков, приведенные К. Пьерри и Ж.-М. Раухи [302], то хорошо видно монотонное – от века к веку – утяжеление изотопного состава серы морской воды в среднем и позднем девоне, после чего в раннем карбоне следует резкое его облегчение, что согласуется с глобальными кривыми [253, 341] (см. рис. 14).

Поведение δ^{18} О морского сульфата на этом временном отрезке более сложное: 13,9 ± 0,3 ‰ (эйфельский век) \rightarrow 18,7 ‰ (живетский век [302]) \rightarrow 17,4 ± 1,3 ‰ (франский век) \rightarrow 15,9 ± 0,3 ‰ (фаменский век) \rightarrow 15,4 ‰ (визейский век [302]).

1.5. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в верхнефаменских сланценосных отложениях Припятского прогиба

Горючие сланцы (С_{орг} свыше 10 %) в Беларуси были выявлены еще в начале 1960-х годов. Они залегают в пределах западной половины территории Припятского прогиба (рис. 28, см. рис. 2) и приурочены к сланценосной формации, имеющей позднефаменско-турнейский возраст. Выявлены Любанское (на севере прогиба) и Туровское (на юге) месторождения [4, 114]. В связи с невысокими качественными характеристиками горючих сланцев Припятского прогиба их изучение на долгое время было приостановлено. Впоследствии отчасти в связи с перспективами использования сланцевого газа интерес к белорусским горючим сланцам возник вновь. Был пробурен ряд скважин с хорошим отбором керна, давших новый каменный материал взамен старому, в значительной мере утраченному. Появилась возможность проследить изотопные вариации в разрезах горючих сланцев и ассоциирующих пород с частым отбором образцов [48].



Рис. 28. Карта домезозойских отложений Припятского прогиба и прилегающих территорий Беларуси [96]: 1 – пермь, 2 – карбон, 3 – верхний девон, фаменский ярус, 4 – верхний девон, франский ярус, 5 – нижний–средний девон, 6 – верхний венд, валдайская серия, 7 – нижний венд, волынская серия, 8 – нижний венд, вильчанская серия, 9 – средний– верхний рифей, 10 – архей–нижний рифей, 11 – разрывные нарушения, 12 – восточная граница распространения верхнефаменских горючих сланцев, 13 – скважины и их номера, 14 – Любанское месторождение горючих сланцев, 15 – Туровское месторождение горючих сланцев, 16 – государственная граница

Это актуально, поскольку хорошо известно значение изучения стабильных изотопов углерода и кислорода углеродистых отложений как маркеров палеогеографических, биотических, климатических событий разного ранга [15, 140, 152, 155, 175, 223, 310 и др.].

1.5.1. Литология

Сланценосная формация венчает девонскую и начинает каменноугольную часть платформенного чехла Припятского прогиба [1, 4, 19]. Сланценосность формации приходится главным образом на полесский надгоризонт верхнего фамена, входящий в состав надсолевого структурно-вещественного комплекса и являвшийся объектом наших исследований. Породы полесского надгоризонта весьма разнообразны по составу. К западной и центральной частям Припятского прогиба приурочены преимущественно глинисто-мергельные и карбонатные породы, к южной и юго-восточной – терригенные, к восточной – вулканогенно-осадочные. В депрессиях северной зоны нижняя часть надгоризонта сложена каменной солью с прослоями мергелей, известковистых и доломитовых глин, глинистых доломитов. Набор органических остатков в полесских отложениях представлен остракодами, фораминиферами, пелециподами, филлоподами, рыбами, червями, водорослями, миоспорами. Мощность полесского надгоризонта изменяется от нескольких десятков метров до 300–450 м, в соленосных разрезах достигает 800 м, глубина залегания – 50–600 м. Полесские отложения залегают на породах стрешинского горизонта, верхняя часть которого является продуктом подземного выщелачивания отложений верхней солевой формации, перекрываются образованиями разного возраста – от каменноугольных до кайнозойских.

Полесский надгоризонт по палеонтологическим данным подразделяется снизу вверх на старобинский (мощность в бессолевых разрезах 50–300 м), ствижский (11–125 м) и боровской (3–80 м) горизонты [130].

Основная сланценосность связана со старобинскими отложениями, в которых установлено три сланцевых горизонта, объединяющих 5–10 пластов пород, обогащенных керогеном (С_{орг} свыше 5 %), в том числе горючих сланцев.

Ствижские отложения содержат один сланцевый горизонт, который чаще всего представлен одним пластом сланцев. В боровском горизонте маломощные прослои пород, обогащенных органическим углеродом, встречаются спорадически.

Мощность пластов горючих сланцев и пород с $C_{opr} = 5-10$ % составляет 0,2–1,0 м, иногда до 3–5 м. Контакт пластов с породами подошвы чаще всего резкий, кровли – постепенный, через слой пород с уменьшающимся содержанием органического вещества (OB).

Горючие сланцы и ассоциирующие с ними породы Припятского бассейна в основном представляют собой трехкомпонентные системы с переменным соотношением глинистого, карбонатного и органического компонентов.

Минеральной основой пород сланцевых горизонтов являются глинистый и карбонатный компоненты в разных сочетаниях. Широко распространены известковистые и доломитистые глины, глинистые мергели, мергели, в том числе с примесью доломита, реже глинистые доломитистые известняки. Характерно присутствие сильно преобразованного пеплового материала, образующего примесь, а иногда отдельные пласты (например, корреляционный туффит, разделяющий старобинский и ствижский горизонты в северо-западной части прогиба).

Набор глинистых минералов горючих сланцев и ассоциирующих пород довольно однообразен. Доминируют гидрослюда политипа 1 Md и монтмориллонит, а в юго-западной части прогиба, кроме того, отмечается и небольшая примесь каолинита. Встречаются прослои глинизированных туфогенных пород, в составе которых преобладает монтмориллонит.

Карбонатный материал обычно пелитоморфный или тонкокристаллический. Нередко встречаются водорослевые карбонатные образования, в том числе строматолитовые. Иногда в глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых породах, обогащенных OB, присутствует песчаный и алевритовый материал, представленный неравномерно распределенными слабоокатанными зернами кварца и полевых шпатов. Роль обломочного материала в составе пород наиболее значительна в юго-западной части бассейна.

Горючие сланцы и другие керогенсодержащие породы полесского надгоризонта обязаны своим образованием жизнедеятельности фитопланктона, в том числе цианобактерий (сине-зеленых водорослей): в них доминирует сапропелевый материал – преимущественно коллоальгинит и сорбоколлоальгинит желтого и коричневато-желтого цвета. Кроме того, отмечаются единичные красно-коричневые компоненты группы витринита (обрывки бурых водорослей), фюзенизированные компоненты, макро- и микроспоры.

Пласты горючих сланцев сложены тонкослоистыми породами с чередованием слойков, относительно обогащенных и обедненных керогеном, с разным сочетанием глинистой и карбонатной составляющих. Содержание ОВ неравномерное, достигает 20 %. Набор пород в сланценосных разрезах, в соответствии с принятой номенклатурой [125], представлен субдоманикоидами ($C_{opr} = 0,1-0,5$ %), доманикоидами (0,5–5,0 %) и доманикитами (5,0–25,0 %).

По степени углефикации ОВ породы находятся на низкой длиннопламенной либо переходной от буроугольной к длиннопламенной стадии катагенеза [1].

В отложениях отмечаются вторичные изменения: главным образом, кальцитообразование и сульфидная минерализация [82, 134]. Наиболее широко распространены пирит, марказит и сфалерит. Для сульфидных минералов характерны конкреционные, мелковкрапленные, колломорфные, цементные, гнездово-вкрапленные и гнездово-прожилковые текстуры. Постдиагенетический кальцит встречается в виде заполнителя трещин в мергелях и глинах, цемента в прослоях песчаников и, как продукт перекристаллизации, в прослоях известняков.

Л. Ф. Ажгиревич [1, 4] считает, что сланценосные отложения полесского надгоризонта Припятского прогиба накапливались в мелководно-морском бассейне с повышенной соленостью воды в старобинское время, и нормальной и пониженной – в ствижское и боровское. Дифференциация состава и мощностей отложений, а также распределение в них растительных остатков показывают, что береговая линия располагалась близ границ современного распространения отложений. Областями сноса терригенного материала были Белорусская и Воронежская антеклизы, Украинский щит, Микашевичско-Житковичский выступ, Брагинско-Лоевская седловина (см. рис. 2, 28). Климат был аридным или семиаридным, свидетельством чего служит продолжение накопления каменной соли верхней солевой формации на ряде участков прогиба в начале полесского времени и тот факт, что фрагменты высших растений в горючих сланцах представлены фюзенизированными компонентами.

1.5.2. Геохимия изотопов

Основной фактический материал получен по 50 образцам горючих сланцев и ассоциирующих пород старобинского и ствижского горизонтов, отобранных из керна скв. 168 в северо-западной части Припятского прогиба (Любанское месторождение горючих сланцев) (рис. 28, табл. 9). Мощность изученной части разреза составила примерно 100 м. Кроме того, использовано еще 15 образцов горючих сланцев из керна ряда скважин, пробуренных в западной половине территории прогиба (табл. 10, см. рис. 28).

Таблица 9. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатного вещества керогенсодержащих и ассоциирующих пород полесского надгоризонта (верхний фамен) Припятского прогиба

Глубина, м	Название породы	Общая карбонатность (числитель) и минеральный нерастворимый остаток (знаменатель), %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
	Ствижский	горизонт			
269,8	Известняк глинистый доломитистый	82,8/15,8	1,38	-11,4	-5,7
276,9	Мергель глинистый	47,3/50,7	2,03	-8,8	-7,8
280,1	То же	35,7/58,2	6,14	-2,4	-4,6
280,7	_»–	31,0/59,3	9,73	-3,3	-4,8
280,9	_»–	46,8/51,1	2,10	-8,0	-6,5
285,0	Мергель (горючий сланец)	43,1/46,6	10,31	-2,4	-3,9
285,7	_»_	43,6/42,4	14,01	-2,1	-3,9
289,4	Мергель глинистый с трещиной, заполненной крупнозернистым кальцитом	43,4/56,0	0,62	-8,0	-9,3
295,0	Известняк средне-крупнозернистый	90,2/9,3	0,55	-10,9	-9,4
296,1	Мергель глинистый	42,5/56,2	1,32	-4,6	-4,9
298,3	То же	38,7/60,2	1,07	-5,5	-5,4
304,1	_»–	42,2/56,1	1,74	-4,4	-5,1
311,5	Мергель с примесью доломита	70,8/26,4	2,77	-5,5	-0,6
312,0	Известняк доломитистый глинистый	89,3/9,2	1,50	-8,5	-4,9
314,7	Мергель	72,0/26,0	2,03	-2,2	-3,8
314,9	Известняк глинистый доломитистый	82,1/17,6	0,34	-8,4	-4,9
	Старобински	ій горизонт			
319,4	Песчаник со среднезернистым карбонатным цементом	44,6/54,5	0,92	-10,1	-11,2
320,9	Известняк доломитистый	91,8/7,5	0,73	-11,0	-3,6
325,0	Мергель глинистый	37,9/53,5	8,62	0,3	-4,1
325,5	Мергель	65,1/28,9	6,03	6,5	-1,8

(Любанское месторождение горючих сланцев, скв. 168)

Окончание табл. 9

Глубина, м	Название породы	Общая карбонатность (числитель) и минеральный нерастворимый остаток (знаменатель), %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
325,8	Мергель глинистый	32,0/61,1	6,86	-0,2	-4,4
327,0	Мергель	46,6/45,3	8,08	0,5	-3,5
329,0	Мергель (горючий сланец)	38,7/50,2	11,08	0,1	-3,9
331,4	Мергель	60,6/38,8	0,61	-7,4	-4,3
332,5	Мергель глинистый	31,0/61,7	7,32	-0,3	-4,5
333,0	То же	19,8/72,7	7,46	-0,5	-5,8
334,6	_»>—	20,6/70,9	8,48	-1,6	-4,0
334,7	Мергель глинистый (горючий сланец)	15,6/72,2	12,21	-1,6	-4,9
334,8	Мергель с примесью доломита	68,2/29,6	2,18	-7,8	-4,4
339,0	Мергель глинистый	24,6/73,6	1,77	-6,6	-6,8
340, 8	То же	19,7/74,2	6,15	-4,7	-6,4
341,0	_»_	23,5/75,2	1,28	-4,3	-5,4
341,3	Известняк глинистый	88,1/11,4	0,48	-8,6	-4,6
341,6	Мергель	51,8/43,6	4,60	-3,7	-5,6
341,7	Мергель глинистый	36,4/57,2	6,45	-2,8	-6,1
346,9	Известняк доломитистый	91,5/7,6	0,88	-9,4	-4,0
347,8	Известняк глинистый	89,4/9,7	0,92	-9,6	-4,6
349,7	Мергель с примесью доломита	60,7/37,6	1,72	-6,5	-4,4
350,0	Глина известковисто-доломитистая	10,7/86,7	2,58	-7,9	-3,4
350,5	Мергель глинистый (горючий сланец)	18,7/65,0	16,27	-1,0	-5,9
351,2	То же	28,4/57,5	14,14	-0,7	-4,7
351,6	Мергель глинистый с примесью доломита (горючий сланец)	25,7/59,5	14,80	-1,0	-5,1
351,9	Глина доломитисто-известковистая	20,6/75,9	3,47	-3,1	-6,7
352,1	То же	13,1/84,4	2,54	-5,1	-5,6
353,0	Мергель глинистый с примесью доломита	25,7/69,2	5,15	-6,6	-6,0
353,4	Известняк глинистый доломитистый	85,1/14,0	0,86	-9,1	-4,2
362,9	То же	88,8/10,1	1,07	-9,3	-4,6
368,0		89,6/9,4	1,03	-10,3	-6,1
370,0	Мергель с примесью доломита	68,6/30,1	1,31	-8,4	-8,0
377,0	То же	67,0/31,5	1,45	-8,9	-5,3

Номер скважины	Глубина, м	С _{орг,} %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
154	308,7	14,15	-1,8	-4,5
335	684,8	15,53	2,9	-4,3
470	500,0	10,00	-10,5	-6,6
	695,2	15,45	-11,8	-7,6
485	413,3	11,63	-2,7	-6,6
489	552,4	18,20	-2,0	-4,9
	552,7	15,70	-2,3	-5,1
	553,0	14,45	-2,2	-4,9
	554,5	15,60	0,6	-3,9
	555,0	10,45	-0,3	-4,8
	555,2	12,97	1,5	-4,7
503	531,5	10,30	0,5	-5,9
	531,8	15,31	0,2	-5,5
	532,1	18,61	0,5	-4,8
	532,4	15,61	-1,6	-6,3

Таблица 10. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатного вещества горючих сланцев полесского надгоризонта Припятского прогиба (скважины, по которым анализировались единичные образцы)

Таблица 11. Статистики распределения показателей вещественного состава пород и изотопного состава карбонатных углерода и кислорода в сланценосном разрезе полесского надгоризонта Припятского прогиба (Любанское месторождение горючих сланцев, скв. 168)

Статистический параметр	Карбонатность, %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)					
Известняки, глинистые известняки (n = 10)									
\overline{x}	87,9	0,92	-9,6	-4,7					
$S_{\overline{x}}$	1,1	0,11	0,3	0,2					
x_{\min}	82,1	0,34	-11,4	-6,1					
x_{\max}	91,8	1,50	-8,4	-3,6					
Мергели, і	Мергели, глинистые мергели, карбонатсодержащие глины (n = 37)								
\overline{x}	40,8	6,02	-3,5	-4,8					
$S_{\overline{x}}$	3,0	0,80	0,6	0,3					
x_{\min}	10,7	0,61	-8,9	-8,0					
x_{\max}	72,0	16,27	6,5	-0,6					
Мергели, глинистые мергели с С _{орг} более 5 % (<i>n</i> = 19)									
\overline{x}	32,4	9,44	-1,3	-4,6					
$S_{\overline{x}}$	2,8	0,78	0,6	0,3					

Окончание	табл.	11
-----------	-------	----

Статистический параметр	Карбонатность, %	C _{opr} , %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)				
x _{min}	15,6	5,15	-6,6	-6,4				
x_{\max}	65,1	16,27	6,5	-1,9				
Мергели, гли	Мергели, глинистые мергели с С _{орг} более 10 % (горючие сланцы) (<i>n</i> = 7)							
\overline{x}	30,5	13,26	-1,2	-4,6				
$S_{\overline{x}}$	4,3	0,81	0,3	0,3				
x_{\min}	15,6	10,31	-2,4	-5,9				
$x_{\rm max}$	43,6	16,27	0,1	-3,9				
Породы	с явными постди	агенетическим	и изменениями	n(n=3)				
\overline{x}	59,4	0,70	-9,7	-10,0				
$S_{\overline{x}}$	15,4	0,11	0,9	0,6				
x _{min}	43,4	0,55	-10,9	-11,2				
x _{max}	90,2	0,92	-8,0	-9,3				

Примечание: \overline{x} – среднее арифметическое, $S_{\overline{x}}$ – его ошибка, x_{\min} и x_{\max} – минимальное и максимальное значения, n – число определений.

Вариации изотопного состава углерода и кислорода пород в разрезе полесского надгоризонта скв. 168 весьма существенны (табл. 11, рис. 29–32). Значения δ¹³С изменяются от −11,4 до 6,5 ‰, δ¹⁸О – в пределах −11,2...–0,6 ‰. Уже это наводит на мысль о том, что мы, вероятно, имеем дело как с седиментационно-диагенетическими, так с постдиагенетическими (инфильтрационно-катагенетическими) изотопными сигналами. Стоит оговориться, что термин «диагенез» мы здесь трактуем в соответствии с классическими представлениями, принятыми в русскоязычной (советской) геологической литературе [132]. Согласно этим представлениям, основным содержанием диагенеза водных отложений является стремление к достижению геохимического равновесия между пластом осадка и наддонной водой седиментационного бассейна, которое устанавливается в результате диффузионных процессов встречной миграции химических элементов из осадка в бассейн и из бассейна в осадок через поверхность дна водоема. В таком понимании диагенеза максимальное значение нижнего рубежа диагенетической зоны обычно не превышает нескольких десятков метров.

Отбраковка постдиагенетических (инфильтрационно-катагенетических) изотопных сигналов. Среди изучавшихся пород разреза скв. 168 отчетливо выделяются три образца, которые характеризуются весьма низкими значениями и δ^{13} С (-9,7 ‰ в среднем), и δ^{18} О (-10,0 ‰). На графиках динамики изотопных показателей по разрезу скважины эти объекты обозначают себя сильными синхронными отрицательными экскурсами значений δ^{13} С и δ^{18} О в кровле старобинского и в средней части ствижского горизонтов (рис. 29). Значительная постдиагенетическая переработка этих пород не вызывает сомнений с литологических позиций. Это: а) песчаник со среднезернистым карбонатным цементом; б) средне-крупнозернистый известняк и в) глинистый мергель с крупнозернистым кальцитом в трещине. Представляется, что очень



Рис. 29. Вариации изотопного состава углерода и кислорода и содержания карбонатов и органического углерода в верхнефаменском сланценосном разрезе Припятского прогиба (Любанское месторождение горючих сланцев, скв. 168): 1 – карбонатсодержащая глина, 2 – глинистый мергель, 3 – мергель, 4 –глинистый мергель с С_{орг} = 5–10 %, 5 – горючий сланец (С_{орг} свыше 10 %), 6 – глинистый известняк, 7–9 – породы с явными постдиагенетическими изменениями (на диаграмме показаны крестами): 7 – средне-крупнозернистый известняк, 8 – песчаник со среднезернистым карбонатным цементом, 9 – глинистый мергель с крупнозернистым кальцитом в трещине; фоновая заливка – интервалы залегания пород с С_{орг} более 5 %



Рис. 30. Изотопная специализация разных типов пород в верхнефаменском сланценосном разрезе Припятского прогиба (Любанское месторождение горючих сланцев, скв. 168): 1 – породы с явными постдиагенетическими изменениями, 2 – известняки и глинистые известняки, 3 – мергели, глинистые мергели и карбонатсодержащие глины



Рис. 31. Корреляционные диаграммы δ¹³C – С_{орг} (*a*) и δ¹³C – карбонатность (*б*) для пород верхнефаменского сланценосного разреза Припятского прогиба (Любанское месторождение горючих сланцев, скв. 168): 1 – породы с явными постдиагенетическими изменениями, 2 – известняки и глинистые известняки, 3 – мергели, глинистые мергели и карбонатсодержащие глины; R² – коэффициент регрессии

легкий изотопный состав карбонатных углерода и кислорода в указанных породах обусловлен влиянием инфильтрационных метеогенных подземных вод, с участием которых происходили выпадение кальцита в порах песчаника, трещинах в мергеле и перекристаллизация известняка. Эти воды несли почвенную углекислоту с очень легким изотопным составом углерода. Изотопный состав их кислорода был также весьма легким, относительно чего надо сделать небольшую ремарку. Известно, что на распределение изотопных характеристик



Рис. 32. Корреляционные диаграммы δ¹⁸O – С_{орг} (*a*) и δ¹⁸O – карбонатность (*б*) для пород верхнефаменского сланценосного разреза Припятского прогиба (Любанское месторождение горючих сланцев, скв. 168): 1 – породы с явными постдиагенетическими изменениями, 2 – известняки и глинистые известняки, 3 – мергели, глинистые мергели и карбонатсодержащие глины; R² – коэффициент регрессии

метеорных осадков, которые служат основой инфильтрационных подземных вод, влияет широтный эффект: значения δ¹⁸О уменьшаются от экватора к полюсам. И в приэкваториальных широтах, в которых в позднедевонское время находилась территория Беларуси [29, 34], изотопный состав кислорода метеорных осадков мало чем отличается от такового современной морской воды [309]. Но процесс инфильтрации метеорных вод, с которым мы связываем переработку верхнефаменских отложений в районе исследований (скв. 168), мог иметь место в любое время на протяжении перерыва в седиментации, который наступил после их накопления и продолжался в течение карбона, перми, триаса и ранней юры. На этом отрезке геологического времени территория Беларуси перманентно удалялась от экватора [http://www.jan.ucc.nau/edu] и, как следствие, изотопный состав кислорода метеорных осадков становился все более и более легким. Стоит заметить, что и в современном гидрогеологическом разрезе северо-западной части Припятского прогиба с полесскими отложениями связан водоносный комплекс, содержащий подземные воды с минерализацией 0,3–2,0 г/дм³ на глубине 300–400 м. Но водообильность этого комплекса весьма низкая. Удельные дебиты пробуренных здесь скважин не превышают 0,2 м³/ч. Данное обстоятельство дает основание предполагать, что постдиагенетические преобразования сланценосных отложений носили локальный характер (по литологическим окнам и трещинам) и слабо затронули матрицу слабопроницаемых карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных пород. Это в свою очередь позволяет объяснять изменчивость изотопного состава карбонатного материала основной части разреза вариациями условий седиментации и диагенеза.

Седиментационно-диагенетические изотопные сигналы и модель формирования отложений. Обращает на себя внимание явная тенденция к утяжелению изотопного состава углерода в породах по мере снижения их карбонатности (увеличения глинистости) и параллельного роста концентрации ОВ. Это хорошо видно на корреляционных диаграммах (рис. 31) и в виде синхронных экскурсов на графике вариаций данных параметров по разрезу (рис. 29). В то же время ничего подобного для изотопного состава кислорода не наблюдается: несмотря на имеющийся определенный размах флуктуаций, он ведет себя практически индифферентно по отношению к вариациям карбонатности и содержания С_{орг} (рис. 29, 32).

Эти особенности распределения значений δ^{13} С и δ^{18} О отчетливо отражаются в изотопной специализации типов пород, чередующихся в разрезе (табл. 11).

Известнякам и глинистым известнякам, являющимся по содержанию С_{орг} (0,34–1,50 %) доманикоидными и субдоманикоидными породами, присущ весьма легкий изотопный состав углерода (δ^{13} C = -9,6 ± 0,3 ‰). Среднее значение δ^{18} O составляет -4,7 ± 0,2 ‰.

Мергели, глинистые мергели и карбонатсодержащие глины гораздо богаче органическим веществом ($C_{opr} = 6,02 \pm 0,80$ %). Это доманикоиды и доманикиты. Изотопный состав углерода в них ($\delta^{13}C = -3,5 \pm 0,6$ %) существенно тяжелее, чем в известняках и глинистых известняках, а кислорода – такой же ($\delta^{18}O$ в среднем составляет $-4,8 \pm 0,3$ %). При вычленении из этой группы пород только доманикитов (C_{opr} свыше 5 %) оказывается, что им свойственен еще более тяжелый изотопный состав углерода ($\delta^{13}C = -1,3 \pm 0,6$ %), приближающийся к морскому стандарту, но тот же самый, что и для других литотипов состав кислорода ($\delta^{18}O = -4,6 \pm 0,3$ %). Показательно, что значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в горючих сланцах (C_{opr} свыше 10 %) полесского надгоризонта, установленные по разрезам скважин Припятского прогиба, в которых анализировались единичные образцы (табл. 10), за малым исключением такие же, как для обогашенных керогеном пород (C_{opr} более 5 %) нашей «базовой» скважины 168.

Резюмируем основные позиции, вытекающие из анализа соотношений показателей вещественного состава и изотопных параметров сланценосных отложений изучаемого разреза, которые подлежат генетической трактовке.

1. Чем ниже карбонатность (выше глинистость) отложений, тем больше в них ОВ. Белорусские исследователи [4 и др.] давно отмечали, что наиболее типичной минеральной основой горючих сланцев Припятского прогиба служат глинистые мергели и известковые глины, т. е. породы, относительно бедные карбонатами, а Ю.О. Гаврилов и др. [124], изучавшие углеродистые отложения волжского яруса верхней юры в пределах северо-восточного замыкания Московской синеклизы (Костромская область), отметили точно такую же, как у нас, обратную корреляцию содержания карбонатов и С_{орг}.

2. Изотопный состав углерода легкий, утяжеляется с ростом концентрации ОВ и лишь в породах с $C_{_{opr}}$ свыше 5 % приближается к стандартным морским значениям.

3. Изотопный состав кислорода независимо от содержания глины и OB в породах, по существу, неизменный.

Трактовать три названных положения в контексте изменений условий седиментации и диагенеза можно следующим образом.

Биопродуктивность бассейна в полесское время была высокой из-за поступления с суши значительной массы нутриентов. На процессы седиментации в пределах участка бассейна, где расположена скв. 168, наибольшее влияние оказывала ближайшая суша, находившаяся на запад-северо-запад от берега (рис. 28). Территория области сноса была существенно пенепленизирована. С нее осуществлялась подача в морской бассейн глинистого материала и питательных веществ (микроэлементов), что способствовало жизнедеятельности планктона и эвтрофикации бассейна. Источником нутриентов могли быть не только почва, но и породы, разрушавшиеся на суше, примыкающей к бассейну. На ней были широко представлены туфы и туффиты волынской серии венда (ратайчицкая свита) (рис. 28). Обогащенность вулканогенного материала микроэлементами, способными спровоцировать эвтрофикацию седиментационного бассейна, доказывать не нужно. Однако все-таки укажем на концентрацию в этом материале такого важного элемента-эвтрофикатора, как фосфор. Среднее содержание Р₂О₅ в ратайчицких туфах Беларуси составляет 0,42 %, что ощутимо выше, чем, например, в нормально-осадочных глинах других подразделений венда (0,08-0,13 %) [117].

Припятский прогиб в полесское время переживал заключительную фазу позднедевонской рифтовой стадии [19]. Скорость прогибания территории значительно снизилась по сравнению с главной фазой рифтогенеза, но оставалась достаточно высокой. Прогибание носило пульсационный характер: то активизировалось, то замедлялось. В соответствии с этим в седиментационном бассейне периодически менялась глубина, результатом чего стало чередование в разрезе пород с разной карбонатностью. Осадки, давшие начало известнякам и глинистым известнякам, среди которых встречаются строматолитовые, вероятно, накапливались во время эпизодов замедления прогибания на хорошо прогретых, освещенных и аэрируемых мелководных участках. Мергели, глинистые мергели и глины – маркеры более глубоководных эпизодов, когда имело место прогибание, недокомпенсированное осадконакоплением. По аналогии с законом сообщающихся сосудов, можно полагать, что в отрезки времени, когда прогибание территории интенсифицировалось, усиливалась с суши подача глинистого материала и нутриентов. Ярким примером глубинного распределения литофаций служат нижнефаменские межсолевые отложения Припятского прогиба: на конседиментационных приразломных поднятиях залегают карбонатные, в том числе органогенные породы, на приразломных опусканиях – карбонатно-глинистые, нередко битуминозные [26].

Литификационное оформление осадков полесского надгоризонта на мелководье протекало в окислительных условиях зоны диагенеза. Происходило быстрое удаление OB из осадка путем его энергичного окисления свободным кислородом, а образующаяся в этом процессе углекислота с изотопно-легким органическим углеродом использовалась при диагенетической кристаллизации карбонатов, визуально не отличимых от седиментационных.

На более глубоких участках подзона диагенеза со свободным кислородом была, вероятно, существенно сокращена, а может быть, ее и вовсе не существовало. Процессы диагенеза происходили в восстановительных условиях. Основным (или единственным) окислителем ОВ здесь был кислород морского сульфата (сульфатредукция), который является значительно менее действенным агентом окисления, чем свободный кислород. Поэтому в существенно глинистых отложениях сохранилось и было фоссилизировано гораздо больше ОВ, чем в более карбонатных. А органического углерода, высвобождающегося в процессе сульфатредукции и мобилизованного при диагенетическом карбонатообразовании, было недостаточно, чтобы значения δ^{13} C существенно снизились по сравнению с морским стандартном. Лишь в двух пробах горючих сланцев из 34 образцов с Соорг свыше 5 %, вовлеченных нами в рассмотрение, зафиксированы очень низкие (-10,5 и -11,8 ‰), вероятно, связанные с диагенетической сульфатредукцией, значения δ^{13} С (табл. 10). Можно предположить, что в этих двух пробах пород очень низкое содержание седиментационного карбонатного материала.

Континентальный сток, несший в бассейн седиментации глинистый материал и нутриенты, не оказал «разбавляющего» воздействия на изотопный состав кислорода карбонатного компонента сланценосных отложений. Значения δ^{18} О в породах находятся на том же уровне (порядка –5 ‰), что показан для фаменского века на глобальной хемостратиграфической кривой [223]. Это согласуется с тем, что, как уже упоминалось, в низких широтах, где в позднедевонское время находилась территория Беларуси, изотопный состав кислорода метеорных осадков близок к таковому морской воды.

* * *

Основные результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатном веществе сланценосных отложений полесского надгоризонта верхнего фамена в Припятском прогибе сводятся к следующему.

1. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатного материала в детально изученном разрезе скв. 168 на Любанском месторождении горючих сланцев в основном несет информацию об условиях осадконакопления и диагенеза. Постдиагенетические изменения, связанные с инфильтрацией метеогенных вод, слабо затронули матрицу слабопроницаемых карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных пород. Эти преобразования, которые могли протекать во время перерыва в осадконакоплении между фаменом и средней юрой, установлены в единичных образцах, резко отличающихся от остальных пород очень низкими значениями и δ¹³С (-10,9...-8,0 ‰), и δ¹⁸О (-11,2...-9,3 ‰).

2. Средняя величина δ^{13} С для всех не измененных катагенезом образцов разреза составляет $-4,9 \pm 0,6$ ‰. Значения δ^{13} С растут по мере увеличения содержания глинистого материала и ОВ в чередующихся по разрезу породах.

3. В известняках и глинистых известняках ($C_{opr} = 0.92 \pm 0.11$ %) значения δ^{13} С весьма низкие (-9,6 ± 0,3 ‰). Осадки, давшие начало этим породам, среди

которых встречаются строматолитовые разности, накапливались во время эпизодов замедления прогибания дна на хорошо прогретых, освещенных и аэрируемых мелководных участках. Литификационное оформление осадков здесь протекало в окислительных условиях зоны диагенеза. Происходило энергичное окисление ОВ свободным кислородом, а исходное содержание ОВ в осадках было, очевидно, высоким на протяжении всего полесского времени. Образующаяся в этом процессе углекислота с изотопно-легким органическим углеродом использовалась при диагенетической кристаллизации карбонатов, визуально не отличимых от седиментационных.

4. В мергелях, глинистых мергелях и карбонатсодержащих глинах ($C_{opr} = 6,02 \pm 0,80$ %) $\delta^{13}C = -3,5 \pm 0,6$ %, в том числе в горючих сланцах (C_{opr} более 10 %) $-1,2 \pm 0,6$ %. Эти существенно глинистые породы – маркеры относительно глубоководных эпизодов, когда имело место прогибание, недокомпенсированное осадконакоплением. Подзона диагенеза со свободным кислородом была сильно сокращена или вовсе отсутствовала. Основным (или единственным) окислителем ОВ здесь был кислород морского сульфата (сульфатредукция), который является значительно менее действенным агентом окисления, чем свободный кислород. Поэтому в существенно глинистых отложениях сохранилось и было фоссилизировано гораздо больше ОВ, чем в более карбонатных. Органического углерода, высвобождающегося в процессе сульфатредукции и мобилизованного при диагенетическом карбонатообразовании, было недостаточно, чтобы значения $\delta^{13}C$ существенно снизились по сравнению с морским стандартном.

5. Изотопный состав карбонатного кислорода в породах, не преобразованных катагенезом, независимо от содержания глины и OB в них, по существу, неизменный. Значения δ^{18} O в породах находятся на том же уровне (порядка –5 ‰), что показан для фаменского века на глобальной хемостратиграфической кривой. Это согласуется с тем, что в низких широтах, где в позднедевонское время находилась территория Беларуси, изотопный состав кислорода метеорных осадков, влиявших через континентальный сток на процессы формирования отложений, близок к таковому морской воды.

1.6. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в верхнемеловых отложениях на юго-востоке Беларуси

Изотопному изучению отложений мелового возраста, широко распространенных на территории Беларуси (см. рис. 1), уделялось мало внимания, несмотря на то, что оно представляется интересным. Исследование распределения изотопов углерода и кислорода кажется многообещающим для прослеживания региональной динамики условий седиментации в литологически монотонных разрезах, сложенных писчим мелом. Кроме того, в мире чрезвычайно популярно выявление изотопных маркеров меловых океанских аноксических событий (oceanic anoxic events – OAE), которые заключаются в быстром выводе из зоны седиментации большого количества органического вещества путем его фоссилизации в виде прослоев черных сланцев. Это сопровождается скачкообразным увеличением значений δ^{13} С в осадочных карбонатах в связи с удалением изотопа ¹²С из углеродного резервуара в составе захороненного органического материала. В частности, для позднего мела хорошо известны и изучены такие события в среднем сеномане, на рубежах сеноман–турон, коньяк–сантон [111, 118, 152, 247, 248, 317, 331].

При постановке исследований мы полагали, что белорусские верхнемеловые разрезы – не самые лучшие объекты для «улавливания» следов глобальных аноксических событий из-за их недостаточной стратиграфической полноты. Это связано с тем, что несмотря на то что отложения верхнего мела сплошным чехлом покрывают южную половину территории Беларуси, позднемеловой белорусский бассейн можно квалифицировать как прибрежный. К нему с севера примыкала суша, представленная преимущественно девонскими породами («девонское плато») (рис. 33). Поэтому океанские изотопные сигналы здесь могут быть затушеваны региональными континентальными сигналами. В контексте обсуждения стратиграфической полноты разрезов обратим также внимание на распространенность отложений различных ярусов верхнего мела. Так, «на фоне» едва ли не повсеместного развития сеноманской и туронской толщ на территории южной Беларуси образования коньякского яруса ограниченно распространены на ее западе и востоке, сантонского - на еще более узкой площади, чем коньякские, кампанского – только в крайних западных и юго-восточных районах страны, а маастрихтского яруса – установлены лишь в нескольких разрезах на крайнем западе и крайнем юго-востоке.

Кроме того, в верхнемеловых разрезах Беларуси не выявлены прослои высокоуглеродистых осадков (черных сланцев), которые могли бы быть «подсказкой» в деле обнаружения изотопных следов аноксических событий. Единственный прослой (мощностью до 1 м) темно-серых до черных глин в кровле отложений кампанского яруса трактуется как элювий мела [19]. Возможно, отсутствие реальных литологических маркеров аноксических событий связано с тем, что наиболее детальное литологическое и стратиграфическое изучение белорусских верхнемеловых разрезов проводилось в скважинах, полнота подъема керна в которых оставляет желать лучшего. Что касается меловых карьеров, где, казалось бы, можно хорошо видеть стратификационную ритмику, то, вопервых, открытыми горными выработками, как правило, вскрывается лишь часть верхнемеловых отложений, а во-вторых, многими карьерами на территории Беларуси эксплуатируются ледниковые отторженцы, в которых исходная последовательность наслоения пород может быть нарушена.

Несмотря на сомнения в пригодности белорусских разрезов верхнего мела для трассирования глобальных событий, были получены довольно интересные результаты хемостратиграфического характера.

Для изотопного изучения нами был выбран довольно полный разрез верхнемеловых отложений на юго-востоке Беларуси (Гомельский объект, скв. 804)



Рис. 33. Палеогеография территории Беларуси в туронском веке позднемеловой эпохи [96]: 1 – море, 2 – прибрежные равнины, периодически заливаемые морем, 3 – суша, 4 – направление сноса обломочного материала

(рис. 33). Он имеет мощность порядка 80 м и охватывает сеноманский, туронский, коньякский, сантонский и кампанский ярусы, расчлененные на подъярусы (рис. 34, табл. 12). Разрез практически нацело представлен мергельно-меловыми породами и охарактеризован 29 образцами.

Содержание кальцита по разрезу обычно не менее 90 %; исключение составляют песчанистые отложения нижней части сеномана и прослой мергеля в отложениях верхнеконьякского подъяруса.

Значения δ^{13} С находятся в пределах 1,2–4,1 ‰, в среднем составляют 2,6 + 0,1 ‰. Диапазон флуктуаций δ^{18} О от –4,8 до –1,1 ‰, среднее –2,2 ± 0,1 ‰. При рассмотрении конфигурации вариационных кривых изотопного состава углерода и кислорода наибольшего внимания заслуживает интервал на границе сеномана и турона (рис. 34). Он характеризуется сильными синхронными положительным экскурсом δ^{13} С (от 1,2 до 4,1 ‰) и отрицательным – δ^{18} О (от –1,9 до –4,8 ‰). Интервал приходится на эпизод смены существенно терригенной седиментации, характерной для первой половины сеноманского века, накоплением меловых и мергельно-меловых осадков, которое началось во второй половине века и продолжалось до конца мелового периода. Такая смена характера



Рис. 34. Изотопно-хемостратиграфические кривые верхнемелового разреза на юго-востоке Беларуси (Гомельский объект, скв. 804) (расчленение разреза по фораминиферам выполнено Л. А. Каримовой): 1 – писчий мел, 2 – писчий мел глинистый, 3 – писчий мел алевритистый, 4 – писчий мел песчанистый, 5 – мергель мелоподобный, 6 – мергель слабоглинистый, 7 – песчаник известковистый; ОАЕ 2 и ОАЕ 3 – океанские аноксические события; буквенные обозначения ярусов верхнего мела даны в соответствии со Стратиграфическим кодексом России [131]: s – сеноман, t – турон, k – коньяк, st – сантон, km – кампан

осадконакопления могла сопровождаться ослаблением поступления в бассейн изотопно-легкого почвенного углерода в составе вод суши. Однако изотопный эффект этого явления слишком сильный. Кроме того, сокращение интенсивности притока континентальных вод с легким кислородом должно было привести не к снижению, а к увеличению значений δ^{18} О в карбонатном осадке. Поэтому представляется наиболее вероятным, что в разрезе скв. 804 на юго-востоке Беларуси мы имеем дело с изотопными сигналами океанского аноксического события ОАЕ 2 (событие Бонарелли). Его изотопные маркеры установлены на границе сеноман–турон во многих регионах мира (Италия, Англия, Греция, Кавказ, Камчатка и др.). Событие трассируется не только сильным положительным сдвигом δ^{13} С, но и значительным отрицательным экскурсом δ^{18} О, связанным с резким потеплением [111, 119, 184, 212, 248, 258, 317].

Глубина, м	Стратиграфия	Порода	Кальцит, %	H.O., %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
51,1	Нижний кампан	Писчий мел	98,79	1,21	2,4	-1,5
52,6	То же	То же	99,13	0,87	2,4	-1,7
54,2	_»>-	_»_	99,16	0,84	2,4	-1,2
58,1	_»>-	_»>-	99,52	0,48	2,3	-1,4
61,0	Нижний сантон	_»>–	97,8	2,2	2,4	-2,3
62,2	То же	Писчий мел глинистый	92,4	7,6	2,3	-2,2
63,4	_»>-	То же	92,6	7,4	2,5	-2,0
64,8	_»—	_»>–	90,4	9,6	2,4	-1,2
71,0	Верхний коньяк	Мергель мелоподобный	83,5	16,5	3,3	-2,7
73,6	То же	Мергель слабоглинистый	72,0	28,0	3,4	-3,0
75,3	_»–	Писчий мел глинистый	91,2	8,8	3,0	-2,0
78,0	Нижний коньяк	Писчий мел	97,4	2,6	2,4	-1,8
82,0	То же	То же	98,2	1,8	2,4	-1,8
84,0	_»–	_»—	97,3	2,7	2,3	-1,9
87,4	Верхний турон	_»>–	99,7	0,3	2,9	-1,1
92,0	Средний турон	Писчий мел	99,5	0,5	3,1	-1,3
96,7	То же	Писчий мел глинистый	94,2	5,8	2,3	-2,8
100,6	_»–	Писчий мел	96,8	3,2	2,2	-2,9
102,7	_»–	Писчий мел глинистый	94,4	5,6	2,3	-2,9
113,0	Нижний турон	Писчий мел	96,2	3,8	2,7	-2,3
116,0	То же	То же	98,7	1,3	2,8	-2,0
119,8	_»–	Писчий мел глинистый	91,2	8,8	2,2	-3,1
124,5	_»–	То же	92,5	7,5	3,4	-2,4
132,3	Средний-верхний сеноман	Писчий мел алевритистый	94,7	5,3	4,0	-4,8
133,1	То же	Писчий мел песчанистый	69,1	30,9	4,1	-2,0
134,0	Средний сеноман	То же	64,2	35,8	3,7	-2,4
134,8	То же	_»–	64,3	35,7	1,8	-2,1
135,2	Нижний сеноман	Песчаник известковистый	22,7	77,3	2,1	-1,9
136,0	То же	То же	39,4	60,6	1,2	-2,4

Таблица 12. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатного материала верхнемеловых отложений юго-востока Беларуси, Гомельский объект, скв. 804 [46]

П р и м е ч а н и е. Названия пород даны по Г.И. Бушинскому [9]; Н.О. – нерастворимый остаток.

Выше описанного интервала хемостратиграфических кривых на отрезке, охватывающем отложения туронского яруса, прослеживается прямая корреляция значений δ^{13} С и δ^{18} O (рис. 34). Это же хорошо видно на их корреляционной диаграмме (рис. 35). Такой характер взаимоотношений δ^{13} С и δ^{18} O нередко используют в качестве индикатора инфильтрационно-катагенетических изменений отложений метеогенными водами. У нас же, вероятно, другой случай, несмотря на то что мергельно-меловые отложения широко используются для питьевого водоснабжения в Беларуси, в том числе на территории Гомельской области, где расположен объект нашего изучения [115]. Надо иметь в виду, что верхнемеловые коллекторы пресных подземных вод исключительно трещинные, а матрица пород плотная и низкопористая (рис. 36). На то, что вариации δ^{13} С и δ^{18} O в мергельно-меловых породах связаны с условиями седиментации, указывает и сам порядок их значений, характерный для морских образований мелового периода [223, 310]. Таким образом, однонаправленные вариации изотопного состава углерода и кислорода в пределах туронского интервала нашего



Рис. 35. Корреляционная диаграмма δ¹³С – δ¹⁸О для туронских отложений юго-востока Беларуси (Гомельский объект, скв. 804)



Рис. 36. Фотографии шлифов верхнемеловых пород юго-востока Беларуси (Гомельский объект, скв. 804) (н ||): *а* – писчий мел глинистый, гл. 60,5–65,2 м, нижний сантон; *б* – писчий мел песчанистый, гл. 131,5–136,2 м, средний сеноман

разреза мы склонны объяснять чередованием эпизодов усиления и ослабления стока с суши, несущего обедненные тяжелыми изотопами почвенный углерод и кислород континентальных вод.

Остальная, верхняя часть разреза (коньяк–кампан) (рис. 34) характеризуется в основном стабильностью стандартных морских значений δ^{13} С и небольшими флуктуациями δ^{18} О (вероятно, в связи с изменением температуры воды при колебаниях уровня моря). Исключение составляет интервал, приходящийся на верхний коньяк (или на границу коньяк–сантон). Здесь, как и на границе сеноман–турон, отмечаются отчетливые синхронные положительный экскурс δ^{13} С и отрицательный – δ^{18} О. Возможно, это сигналы океанского аноксического события на границе коньяк–сантон (ОАЕ 3) [118, 248]. В этом контексте стоит обратить внимание на то, что позднеконьякское время в восточной части Беларуси и на смежной территории России отмечено специфической особенностью осадконакопления. Происходило формирование цеолитсодержащих силицитов (трепел, опока), в котором, очевидно, участвовал вулканогенный материал, воздушным и/или водным путем поступавший из областей альпийского вулканизма [94].

* * *

Таким образом, в отложениях верхнего мела на юго-востоке Беларуси выявлены изотопные сигналы океанских аноксических событий на границе сеноман–турон (ОАЕ 2) и на границе коньяк–сантон (ОАЕ 3). Эти события трассируются положительным сдвигом δ^{13} С и отрицательным – δ^{18} О. В туронских отложениях фиксируются однонаправленные вариации изотопного состава углерода и кислорода. Они отражают региональную динамику палеогеографических условий в морском бассейне, а именно, чередование эпизодов усиления и ослабления континентального стока, несущего обедненные тяжелыми изотопами почвенный углерод и кислород вод суши.

Глава 2

ИЗОТОПНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

2.1. Изотопы углерода и кислорода – индикаторы условий позднедевонского галогенеза в Припятском прогибе

Геологический разрез Припятского прогиба (см. рис. 2), являющегося герцинским палеорифтом, имеет мощность до 6-6,5 км и на 60-65 % слагается нижней и верхней соленосными (солевыми) формациями (рис. 37). Нижняя, представленная отложениями евлановского надгоризонта и чернинского горизонта верхнефранского подъяруса, имеет среднюю мощность 300-600 м и характеризуется относительно невысоким (47-52 %) содержанием собственно соляных пород в разрезе [27]. Строение верхней солевой толщи, сложенной преимущественно лебедянским, оресским и стрешинским горизонтами среднего фамена и залегающей на нижнефаменской полифациальной толще межсолевых отложений, двучленно. В нижней, лебедянской, части выделена галитовая субформация (максимальная мощность до 3350 м, средняя – 500–600 м), отличающаяся высокой соленасыщенностью разреза (до 75-90 %); в верхней (оресско-стрешинской) – калиеносная, или глинисто-галитовая субформация. Средняя мощность калиеносной субформации 980 м, содержание несолевых пород – 50 %. В центральной части прогиба галитовая подтолща подверглась интенсивной галокинетической переработке, начиная со времени накопления калиеносной субформации, благодаря чему распространение последней контролировалось дифференцированными тектоническими движениями по разломам и конседиментационным ростом соляных куполов, что обусловило сложный палеорельеф дна солеродного бассейна [19]. В соответствии с данными палеореконструкций [27], позднедевонский галогенез Припятского прогиба протекал в приэкваториальной аридной зоне. Образование нижней галогенной толщи и калиеносной субформации верхней толщи происходило в относительно неглубоких (десятки метров) водоемах вследствие компенсации интенсивного погружения дна соленакоплением. При образовании солей галитовой субформации в центральной части прогиба существовала глубоководная (несколько сотен метров) котловина, которая быстро была заполнена каменной солью.



Рис. 37. Генерализованный литологический разрез франских и фаменских отложений Припятского прогиба: 1 – глина, 2 – аргиллит, 3 – песчаник, 4 – известняк, 5 – доломит,

6 – мергель, 7 – каменная соль, 8 – сильвинит, карналлит, 9 – ангидрит и гипс, 10 – вулканогенная порода, 11 – вулканогенно-осадочная порода, 12 – горючий сланец

2.1.1. Изотопная индикация разнообразия обстановок солеобразования

Объекты исследований. Объектами изотопного изучения были несолевые карбонатсодержащие прослои солевых толщ и рассеянные в каменной соли акцессорные карбонатные минералы (табл. 13, рис. 38) [182].

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		
Несолевые прослои							
Днепровская 3	3800	D ₃ lb	Доломит	-3,0	-10,6		
Дроздовская 672	915	D ₃ or-stn	Галопелит известковистый	-17,5	-8,3		

Таблица 13. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатном веществе верхнедевонских соленосных толщ Припятского прогиба [47]

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Западно-	2051	D ₃ lb	Известняк	-6,3	-9,4
Тишковская 33	2424	D ₃ lb	То же	-13,9	-6,6
	2479	D ₃ lb	Доломит водорослевый	-12,0	-5,9
	2479	D ₃ lb	Известняк	-12,5	-5,2
Западно-	2374	D ₃ lb	То же	-14,6	-5,6
Тишковская 34	2366	D ₃ lb	Известняк водорослевый	-13,0	-7,0
Западно-	1361	D ₃ lb	Доломит глинистый	-1,3	-0,9
Тишковская 40	2267	D ₃ lb	Аргиллит известковистый	-11,0	-8,1
	2347	D ₃ lb	Известняк	-7,0	-10,2
	2365	D ₃ lb	То же	-12,9	-8,5
	2371	D ₃ lb	_»—	-12,3	-6,7
	2379	D ₃ lb	Известняк водорослевый	-13,8	-8,5
	2379	D ₃ lb	То же	-13,5	-6,4
	2450	D ₃ lb	_»—	-0,9	-0,9
	2494	D ₃ lb	_»>–	-12,1	-8,9
	2501	D ₃ lb	_»>–	-13,3	-5,8
Западно- Тишковская 41	2721	D ₃ lb	_»–	-10,4	-6,2
Кербецкая 2	1665	D ₃ or-stn	Доломит	-15,5	-6,9
	2116	D ₃ lb	Известняк водорослевый	0,7	4,4
	2129	D ₃ lb	То же	-12,7	-5,5
Копаткевичская 532	1122	D ₃ lb	_»–	-2,8	-5,2
Малодушинская 14	3762	D ₃ ev	Известняк	-16,0	-8,3
Рудецкая 1	2668	D ₃ lb	То же	-16,9	-5,3
	2669	D ₃ lb	_»–	-13,6	-6,0
Светлогорская 605	1263	D ₃ lb	Галопелит карбонатный	-14,3	-9,7
	1274	D ₃ lb	Доломит водорослевый	-12,9	-5,2
Северо-	2259	D ₃ lb	То же	0,8	5,3
Домановичская 37	2268	D ₃ lb	_»—	-4,5	1,3
	2327	D ₃ lb	Известняк водорослевый	-9,7	-4,4
Тишковская 48	2786	D ₃ lb	Известняк	-17,1	-7,1
Тишковская 50	2708	D ₃ lb	Известняк водорослевый	-15,3	-8,1
Южно- Тишковская 39	3447	D ₃ lb	То же	-6,8	-10,8
		Акцесс	орные минералы		
Александровская 2	1415	D ₃ lb	Доломит	-4,5	-8,3
	1552	D ₃ lb	То же	-9,7	-11,9

Продолжение	табл.	13
-------------	-------	----

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Березинская 5	2382	D ₃ lb	Доломит	-10,8	-10,3
Березинская 10	2368	D ₃ črn	То же	-5,6	-7,5
	2368	D ₃ črn	_»>–	-2,9	-9,8
Боровиковская 2	2901	D ₃ lb	Кальцит	-6,5	-12,0
Ведричкая 4	2121	D ₃ lb	То же	-13,4	-9,9
	2486	D ₃ lb	Доломит	-5,3	-11,9
Днепровская 6	2500	D ₃ lb	То же	-7,4	-6,1
Днепровская 12	3201	D ₃ črn	_»>–	-9,6	-11,1
	3201	D ₃ črn	Кальцит	-8,7	-12,3
Дроздовская 672	670	D ₃ or-stn	Доломит	-1,7	-7,9
	774	D ₃ or-stn	Кальцит	-4,1	-9,2
	775	D ₃ or-stn	То же	-5,3	-8,3
	988	D ₃ or-stn	_»>–	-4,9	-5,1
	988	D ₃ or-stn	Доломит	-6,1	-8,8
	1026	D ₃ or-stn	То же	-4,3	-5,8
	1075	D ₃ lb	_ >> —	-6,3	-6,1
	1080	D ₃ lb	_»—	-4,5	-6,6
Желонская 3	2366	D ₃ lb	_»>–	-8,8	-10,4
	2366	D ₃ lb	_ >> —	-11,1	-7,8
Западно-	2630	D ₃ črn	Кальцит	-8,5	-10,2
Софиевская 1	2630	D ₃ črn	То же	1,4	-1,7
	2961	D ₃ ev–črn	Доломит	-6,2	-7,1
	2961	D ₃ ev–črn	То же	-2,9	1,5
Западно- Тишковская 34	2395	D ₃ lb	Кальцит	-5,5	-8,9
Золотухинская 12	1898	D ₃ lb	То же	-9,3	-11,5
Карповичская 52	3340	D ₃ lb	Доломит	-7,7	-14,9
Карповичская 52	3340	D ₃ lb	То же	-9,5	-10,9
Малиновская 1	1452	D ₃ lb	Кальцит	-8,0	-7,2
	1458	D ₃ lb	То же	-6,7	-4,8
Межинская 1	2245	D ₃ lb	Доломит	-8,8	-12,4
	2547	D ₃ lb	То же	-5,7	-13,5
	2547	D ₃ lb	_»>–	-8,7	-12,3
	2547	D ₃ lb	Кальцит	-4,9	-10,9
Нежинская 1	940	D ₃ črn	То же	-6,4	-9,3
	1078	D ₃ črn	_»>–	-1,0	-6,2
Озерщинская 30	3776	D ₃ lb	Доломит	-3,6	-10,9

Окончание	табл.	13
Окончиние	тиол.	15

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Притокская 6	2572	D ₃ or-stn	Кальцит	-6,5	-6,8
Птичская 1	1490	D ₃ or-stn	Доломит	-5,0	-6,6
	1633	D ₃ lb	То же	-12,7	-9,6
	1633	D ₃ lb	Кальцит	-2,8	-8,1
Радомлянская 9	2025	D ₃ lb	То же	-10,2	-8,3
Северо- Чернинская 2	2826	D ₃ lb	Доломит	-4,6	-12,7
	2950	D ₃ lb	То же	-7,6	-8,1
Северо- Чернинская 2	3260	D ₃ lb	Кальцит	-11,3	-11,7
Сосновская 28	3115	D ₃ črn	Доломит	-5,7	-7,6
Тишковская 2 К	795	D ₃ lb	Кальцит	-4,3	-10,8
Тульговичская 2	1900	D ₃ lb	То же	-3,5	-5,1
	1975	D ₃ lb	_»—	-5,8	-7,1
Шатилковская 10	3119	D ₃ or-stn	Доломит	-10,9	-14,7
Южно- Домановичская 10	2810	D ₃ lb	Кальцит	-8,2	-8,7
Юровичская 1	2500	D ₃ or-stn	Доломит	-10,2	-5,1
	2645	D ₃ or-stn	Кальцит	-11,7	-10,3
	2918	D ₃ or-stn	Доломит	-4,9	-8,2
	3114	D ₃ or-stn	Кальцит	-9,0	-9,9
	3185	D ₃ or-stn	Доломит	-11,0	-8,6

П р и м е ч а н и я: стратиграфические подразделения нижней соленосной толщи: $D_3 ev - eвлановский надгоризонт, <math>D_3 črn - чернинский горизонт; горизонты верхней соленосной толщи: <math>D_3 lb - лебедянский (галитовая подтолща), D_3 or - stn - оресский и стрешинский нерасчлененные (калиеносная подтолща); расположение разведочных площадей, в пределах которых находятся скважины, приведенные в таблице, см. на рис. 38.$

Несолевые прослои в составе верхней и нижней соленосных толщ сложены породами со всевозможными количественными соотношениями карбонатного, терригенного, сульфатного и хлоридного материала (рис. 39). Сюда относятся галопелиты, ангидриты, хемогенные, строматолитовые, онколитовые, биоморфные и биоморфно-детритовые известняки и доломиты, песчаники, алевролиты и др. Степень терригенности увеличивается в южной и западной частях прогиба, где сказывается влияние Украинского щита и Микашевичско-Житковичского выступа; строматолитовые известняки приурочены преимущественно к палеоподнятиям. Мощность несолевых прослоев колеблется от долей миллиметра (галопелиты) до 50–70 м. Мощным несолевым прослоям нередко присуще региональное распространение. Была исследована изотопия карбонатного вещества несолевых прослоев из галитовой, в отдель-



Рис. 38. Распространение солевых пород верхней соленосной толщи Припятского прогиба [14]
и местоположение объектов изотопного изучения: 1 – краевые разломы, 2 – контур развития соленосной толщи, 3 – область развития каменной соли, 4 – область развития каменной и калийных солей, 5 – номера объектов изучения: разведочные площади: 1 – Александровская; 2 – Аравичская; 3 – Березинская; 4 – Боровиковская; 5 – Ведричская; 6 – Восточно-Выступовичская; 7 – Днепровская; 8 – Дроздовская; 9 – Желонская; 10 – Западно-Софиевская; 11 – Западно-Тишковская; 12 – Золотухинская; 13 – Искровская; 14 – Карповичская; 15 – Кербецкая; 16 – Копаткевичская; 17 – Макановичская; 18 – Малиновская; 19 – Малодушинская; 20 – Межинская; 21 – Мирная; 22 – Нежинская; 23 – Несловская; 24 – Озерщинская; 30 – Северо-Домановичская; 31 – Северо-Чернинская; 32 – Случская; 33 – Сосновская; 34 – Старобинская; 35 – Тишковская; 36 – Тульговичская; 37 – Шатилковская; 38 – Южно-Домановичская; 39 – Южно-Осташковичская; 40 – Южно-Тишковская; 41 – Южно-Сосновская; 42 – Юровичская; 43 – шахтное поле 1-го рудоуправления ОАО «Беларуськалий»

ных случаях калиеносной подтолщ верхней соленосной толщи на территории северной и северо-западной, в меньшей мере центральной частей Припятского прогиба (табл. 13, рис. 38). Изучен также один образец из базальной, евлановской части нижней галогенной толщи. Породы, подвергшиеся изотопному анализу, представлены строматолитовыми, органогенно-хемогенными и хемогенными известняками, в значительно меньшей степени доломитами и карбонатно-глинистыми литологическими разностями, среди которых галопелиты, в том числе керогенсодержащие. Структура пород от пелитоморфной до среднезернистой.



Рис. 39. Схема распространения основных типов несолевых пород верхней солевой толщи Припятского прогиба [103]: 1 – краевые разломы, 2 – граница распространения каменной соли, 3 – границы литологических полей, 4 – зоны поступления песчаного материала, 5 – органогенные структуры; обозначение пород см. на рис. 37

Образцы каменной соли для выделения акцессорных карбонатов отобраны из керна скважин, пробуренных в разных частях прогиба (табл. 13, рис. 38). Исследованы районы, где солевые отложения находятся в неглубоком пластовом залегании; изучены также зоны глубокого погружения солей и активного проявления галокинеза. Изотопным изучением охвачены как нижняя, галитовая, так и верхняя, калиеносная, части фаменской формации. Для сравнения с белорусскими образцами было исследовано несколько проб акцессорных карбонатов из нижне- и верхнепермских солевых отложений Северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. Содержание карбонатной фракции, представленной кальцитом (в том числе иногда с концентрацией Мg до 12 %) и доломитом, составляло 0,005-0,01 % от общей массы каменной соли. Размер кристаллов 0,5–3 мм. Кальцит образует ромбоэдры и скаленоэдры, осложненные гранями призмы и пинакоида; доломиту присущи в основном ромбоэдрические кристаллы и их сростки. Довольно высокое морфологическое совершенство кристаллов свидетельствует о преимущественно аутигенном характере рассеянных карбонатных минералов в солях.

Геолого-геохимический фон карбонатообразования. В условиях глубоководного соленакопления, свойственных образованию многих галогенных формаций, в том числе и наиболее полно изученной нами галитовой подтолщи Припятского прогиба, имеет место стратификация растворов по солености



Рис. 40. Обстановки формирования внутрисолевых карбонатных и карбонатсодержащих отложений: І – глубоководная ванна, в которой толща рассола покрыта слоем пресной воды, II – субаэрально экспонированное островное поднятие, III – компенсированная солью глубоководная депрессия, содержащая небольшую толщу рассолов высокой степени сгущения, IV – сабкха, в середине которой мелкая ванна со стратифицированной водной толщей, V – глубоководная котловина, в которой толща рассола покрыта слоем нормально-морской воды; 1 – морская вода, 2 – пресная вода, 3 – рассол, 4 – твердые эвапориты; А-Г – обстановки образования несолевых отложений соответствующих групп, выделяемых по изотопному составу углерода и кислорода (см. текст)

(плотности) в пределах солеродных ванн, ограниченных поднятиями, слагаемыми разнообразными, в том числе карбонатными образованиями [53, 126]. Водная толща солеродной ванны в принципе может состоять из трех слоев: нижнего – рассольного с минерализацией, разрешающей садку галита; среднего – представленного морской водой, втекающей через барьер из открытого моря, и верхнего – пресноводного, происхождение которого обязано континентальному стоку или штормовым дождям (рис. 40). И хотя верхние слои пресных или морских вод в условиях аридного климата являются короткоживущими образованиями из-за интенсивного испарения, расслоенность растворов в солеродных бассейнах успевает обеспечить в связи с парниковым эффектом сильное нагревание нижнего слоя, температура воды которого может достигать 40–60 °C и более [53, 126]. По данным изучения газово-жидких включений в седиментационном галите верхнесоленосных отложений Припятского прогиба, температура рапы бассейна достигала 70–78 °C [146].

Таким образом, в условиях глубоководного соленакопления при изменении гидрологического режима водоема карбонатная структура может оказываться то в среде горячих крепких рассолов, то в слое менее нагретой морской воды, то в зоне влияния метеорных вод.

Важно отметить, что дифференциация рассола по солености и температуре не является свойством лишь глубоких ванн. Устойчивая вертикальная расслоенность рапы по солености (от 135 до 276 г/кг на отдельных станциях), несмотря на небольшую глубину (3–3,5 м) водоема, отмечена по данным многолетних наблюдений в заливе Кара-Богаз-Гол [138]. Расположенное на прибрежной сабкхе Синайского п-ова озеро Солар имеет диаметр 60, а глубину не более 5 м; тем не менее температура воды в нем изменяется от 20–28 °C вблизи поверхности до 57 °C на дне, а диапазон изменения солености раствора между придонными и поверхностными слоями составляет в зимнее время 100 г/л [219].

Поэтому естественно допускать, что седиментация (и диагенез) карбонатов могут протекать в резко различных гидрохимических и температурных условиях – в обстановках, сопряженных с глубоководным галитообразованием, и при накоплении каменной и калийной солей в мелководных, но топографически дифференцированных бассейнах [27], а также на островных поднятиях с расчлененным рельефом, где развиваются шизогалинные сабкховые фации [103, 320].

Важным фактором, определяющим специфику седименто- и диагенеза внутрисолевых карбонатных прослоев, является количество в них органического вещества (ОВ). В работах П. Сонненфелда [126], Л.Н. Капченко [53], Е.Ф. Станкевича [128] и др. показано, что мнение о низкой биологической продуктивности эвапоритовых бассейнов не вполне соответствует действительности. Обстановки, знаменующие собой переход от нормально-морского режима к эвапоритовому, характеризуются весьма активным накоплением ОВ: из-за изменения солености и газового режима (стагнация) многие биоты вымирают, зато эндемичные, среди которых есть исключительно эвригалинные (водоросли, бактерии и др.), дают большие популяции. Важно отметить, что высокая биопродуктивность свойственна как глубоководным, так и мелководным условиям, переходным от морских к эвапоритовым. Ярким примером глубоководных ситуаций служат эвксинные, предваряющие соленакопление. В пределах мелководий же даже на галитовой стадии сгущения рапы могут развиваться водорослевые маты, на поверхности которых существуют цианофиты, хлорофиты, диатомеи и др. По-видимому, подобные условия могут возникать всякий раз при усилении и последующем ослаблении притока морских или континентальных вод в солеродный водоем или изменении других гидрологических факторов, вызывающих периодическое формирование внутрисолевых карбонатных горизонтов. Для бассейнов галогенеза характерна не только биопродуктивность, не уступающая таковой нормальных морских водоемов, но и весьма благоприятные условия фоссилизации OB. Они связаны с крайней бедностью кислородом высококонцентрированных рассолов, что затрудняет окисление ОВ [53], а также с небогатым видовым набором биоты, определяющим относительно небольшую потерю биомассы на малом количестве трофических уровней [128].

В результате описанной специфики эвапоритовых бассейнов образующиеся в них карбонатные, галопелитовые и другие внутрисолевые отложения бывают существенно обогащены ОВ. Это касается и соленосных комплексов Припятского прогиба. Так, В. А. Лапуть [67] пришел к выводу, что концентрация С_{орг} в карбонатных (0,38 %) и карбонатно-глинистых (0,57 %) породах из нижней галогенной формации выше, чем в нормально-морских отложениях, а накопление ОВ во внутрисолевых прослоях было значительно большим для верхней галогенной толщи, чем для нижней. По данным С. М. Обровец и др. [103],



Рис. 41. Диаграмма изотопного состава углерода и кислорода в карбонатном веществе солевых толщ Припятского прогиба: 1 – внутрисолевые прослои, 2 – акцессорные карбонаты солей, 3 – границы полей изотопного состава пород групп А-Г (см. текст)

в карбонатно-сульфатных отложениях сабкховых фаций из верхнего соленосного комплекса содержится 0,64–1,47 % С_{орг}, а в глинистых мергелях – 2,07– 2,88 %. С. А. Кручек [59] сообщил о находках в галитовой подтолще западной части прогиба тонколистоватых сланцеватых глин, которые горят. Нами в разрезе скв. Западно-Тишковская 40 встречен (гл. 2263–2270 м) прослой керогенсодержащего сланца с концентрацией С_{орг} 7 %.

Вследствие накопления значительных масс OB, формирования анаэробной геохимической обстановки и застойности масс рассолов нижних частей эвапоритовых ванн, в бассейнах галогенеза активно развивается процесс бактериальной сульфатредукции. Важно отметить, что в разных условиях граница между окислительной и восстановительной зонами может проходить на разных уровнях. Так, в относительно глубоких солеродных котловинах, нижняя часть которых заполнена крепкими рассолами, редокс-граница может проходить в водном столбе (сероводородная завеса), в результате чего редукция сульфатов осуществляется в массе рассола [53, 126]; при этом удаление H₂S в зону окисления затрудняет формирование пирита в ассоциации с кристаллизующейся солью. На мелководьях эвапоритовых бассейнов, где нередко образуются строматолитовые маты, картина иная. Представление о ней дает обстановка в искусственных испарительных прудах, с помощью которых
добывается поваренная соль из морской воды в районе Сечовля на побережье Северной Адриатики [314]. Здесь осаждение галита развивается на маломощных водорослевых матах, внутри которых проходит редокс-граница. Выше нее располагается слой, богатый кислородом в связи с его продуцированием здесь фотоавтотрофными организмами, ниже – анаэробный слой, где идет бактериальная сульфатредукция. Подобная ситуация может возникать и в естественных испарительных условиях (например, на сабкхах), признаком чего выступает частая пиритизация внутрисолевых карбонатных прослоев [103].

Изотопы углерода и кислорода в карбонатах несолевых прослоев. Для этих объектов характерен весьма большой размах колебаний изотопного состава как углерода, так и кислорода (табл. 13, рис. 41). Значения δ^{13} С изменяются от –17,5 до 0,8 ‰, δ^{18} O – от –10,8 до 5,3 ‰. Причем флуктуации δ^{13} С могут достигать 13,4, а δ^{18} O – 10,2 ‰ в пределах 20-метрового интервала разреза (например, скв. Кербецкая 2). Обнаруженный широкий разброс значений изотопных показателей, по-видимому, типичен для карбонатного вещества, формирующегося в эвапоритовых бассейнах. Сошлемся хотя бы на данные по одному из наиболее изученных в интересующем нас отношении региону – мессинскому бассейну Средиземноморья. Значения δ^{18} O эвапоритовых известняков Калькаре ди Базе в центральной Сицилии изменяются от –5,7 до 4,0 ‰, а δ^{13} С – от –49,0 до 1,3 ‰ [282].

На диаграмме изотопного состава (рис. 41) отчетливо выделяются четыре группы образований.

Двум образцам пород, объединяемых нами в группу А, свойственен близкий к нормально-морскому, но наиболее тяжелый из всех изученных в нашей работе образцов изотопный состав углерода (δ^{13} C 0,7–0,8 ‰) и наиболее тяжелый состав кислорода (δ^{18} O 4,4–5,3 ‰). Обогащенность тяжелым кислородом, несомненно, указывает на формирование карбонатного вещества в среде рассолов, испытавших существенное испарительное концентрирование. Но какова была степень сгущения рассолов?

Утяжеленность этих пород по кислороду относительно нормально-морских карбонатов совпадает со значением δ^{18} O (SMOW), равным 6 ‰, которое Р.М. Ллойд [273] считает максимальным для сгущающихся морских рассолов. А судя по ряду данных, можно предполагать, что наибольшая концентрация тяжелого кислорода в рассолах достигается на гипсовой стадии концентрирования, в конце или середине которой наступает инверсия δ^{18} O. Так, при экспериментальном сгущении черноморской воды М.Г. Валяшко и др. [36] обнаружили резкое снижение δ^{18} O (с 6,9 до -1,6 ‰ SMOW) в диапазоне минерализации от 150 до 240 г/кг, а донные рассолы уже упоминавшегося озера Солар, значение δ^{18} O в которых (11 ‰ SMOW) [163] К. Пьерре и Ж.-М. Раухи [300] предлагают считать верхним пределом при испарении морской воды, имеют соленость 170 г/л [219]. Поэтому можно предполагать, что растворы, участвовавшие в седиментации (и диагенезе) отложений группы А, представляли собой рассолы гипсовой стадии. Судя же по положительным значениям δ^{13} С, формирование этих отложений протекало преимущественно в окислительных условиях интенсивного изотопного обмена между кристаллизующимися минералами и атмосферной CO₂, что характерно для седиментационных обстановок со значительной гидродинамической энергией, которая затрудняет скопление изотопно-легкой органогенной CO₂ [15]. Обстановками, в которых испарительное концентрирование морской воды сочетается с высокой гидродинамической энергией, являются фации типа сабкхи. Такие фации могли быть приурочены к островным поднятиям в эвапоритовом бассейне, подверженным периодическому затоплению и осушению в связи с приливами-отливами и ветровыми нагонами (рис. 40).

Карбонатным породам группы Б присущи значения δ^{18} O (-0,9...1,3 %; среднее -0,2 ± 0,8), близкие к нормально-морским. Изотопный состав углерода (-4,5...-0,9 %; -2,2 ± 1,2) в среднем также близок к морскому стандарту, однако ощутимо более легкий, чем для пород группы А. К образованию отложений с таким изотопным составом могли привести процессы седименто- и диагенеза на сводах поднятий, которые омывались морской водой, втекавшей в солеродные ванны из более открытых частей бассейна (см. рис. 40). Судя по небольшим отрицательным значениям δ^{13} С, диагенетическая обстановка была слабовосстановительной в связи с преобразованием захоронявшегося OB.

Возможна и другая трактовка условий образования отложений группы Б. Значения δ^{18} О, близкие к морскому стандарту, могут отражать факт формирования пород в среде сильно сгущенных морских рассолов, испытавших изотопную инверсию. Это следует из приведенных выше данных М.Г. Валяшко и др. [36] и может быть проиллюстрировано результатами натурных наблюдений. Например, поровые рассолы лагуны Мадре Флэтс на юге Техаса характеризуются величиной δ^{18} О = 0,3–0,4 ‰ SMOW при солености 200–230 ‰ и 1,6 ‰ SMOW при солености 177 ‰ [164]. Поэтому представляется, что другой обстановкой, где было реально образование карбонатов с комбинацией значений δ^{13} С и δ^{18} О, полученных для этой группы образцов, могла быть сабкховая фация (см. рис. 40).

Для пород группы В характерен легкий изотопный состав кислорода (-10,8...-5,2%); среднее $-9,2 \pm 1,1$) и умеренно легкий – углерода (-7,0...-2,8%); $-5,2 \pm 0,9$). С одной стороны, полученное сочетание значений δ^{13} С и δ^{18} О типично для отложений, образованных с участием атмогенных вод [241]. И в эвапоритовом бассейне Припятского прогиба, наверное, могли существовать такие обстановки в пределах высоко поднятых островов, верхние части которых могли в одних случаях находиться в слое опресненной дождями или континентальным стоком воды, «плавающем» на слое рассола, в других – быть субаэрально экспонированными (см. рис. 40). Некоторые сомнения в справедливости такой версии связаны с тем, что изотопный состав кислорода атмосферных осадков в экваториальных широтах, где находилась в девоне тетрритория Беларуси [27], близок к таковому современной морской воды [309]. Наиболее вероятно, что формирование карбонатов группы В осуществлялось

в среде высококонцентрированных рассолов стагнированных зон солеродных ванн (см. рис. 40). Интенсивную генерацию легкого органогенного углерода здесь обеспечивала весьма активно протекающая бактериальная сульфатредукция в связи с разложением больших масс OB, а существенное облегчение состава кислорода было обусловлено влиянием температуры и (или) инверсии δ¹⁸O в рассолах при их сгущении.

Обстановки, близкие к только что описанной, по-видимому, были наиболее типичными при формировании несолевых прослоев верхней галогенной толщи Припятского прогиба. Об этом свидетельствует характеристика самой многочисленной (70 % всех случаев) группы образцов Г. Эта группа (рис. 41) включает породы с легким изотопным составом кислорода (-9,7...-4,4 %); -6.9 ± 0.3) и очень легким составом углерода (-17.5...-9.7 ‰; -13.6 ± 0.4). Столь низкие значения δ¹³C достаточно обычны для карбонатов, сформированных с активным участием бактериального восстановления сульфатов. Например, кальциты, полученные экспериментально в результате бактериальной сульфатредукции, имеют δ^{13} C –19,3...–16,9 ‰, а в аутигенных кальците и протодоломите из илов Калифорнийского залива δ^{13} С варьируют от -39.0 до -17.6 ‰ [268]. Примечательна весьма слабая изменчивость значений изотопных показателей в пределах этой группы (коэффициент вариации δ^{18} O и δ^{13} C составляет соответственно 6 и 15 %), несмотря на то что в нее, в отличие от других, представленных водорослевыми, хемогенными и органогенно-хемогенными известняками, входят все изученные нами типы карбонатных образований: строматолитовые, хемогенные и биогенно-хемогенные известняки и доломиты, галопелиты и керогенсодержащие сланцы.

Интересно проанализировать возможные соотношения между температурой и изотопным составом кислорода рассолов, с одной стороны, и изотопией карбонатных отложений групп В и Г – с другой. Определим диапазон изменения δ^{18} О в седиментационных рассолах, которые могли участвовать в карбонатообразовании. В качестве максимального примем значение 5 ‰ SMOW (предположительно гипсовая стадия), реальность которого вытекает из факта существования подобной степени утяжеления кислорода пород группы А. За минимальную цифру δ^{18} O, связанную с инверсией этого показателя в эвапоритовом процессе, примем среднее значение (-6 ‰ SMOW) для подземных рассолов Припятского прогиба [11], являющихся дериватами седиментационной рапы сильвинитовой стадии концентрирования [148]. Принимая во внимание, что в большинстве исследованных образцов карбонатное вещество представлено кальцитом и, используя известное уравнение, связывающее δ^{18} O рассола и кальцита с температурой [214], легко рассчитать, что средняя для групп В и Г величина δ¹⁸О в карбонатах (-7,3 ‰ PDB) может быть достигнутав температурном диапазоне от 20 (при δ^{18} О рассола –6 ‰ SMOW) до 88 °C (при δ^{18} О 5 ‰ SMOW). Как показано выше, почти весь этот диапазон вполне реален для эвапоритовых бассейнов.

Седиментация и диагенез хемогенных известняков, галопелитов и горючих сланцев могли осуществляться в среде теплых и горячих рассолов разной минерализации в донных частях обширных глубоких котловин, а также на топографически дифференцированных поднятиях (см. рис. 40). Мы уже отмечали, что расслоенность водной толщи по солености и температуре бывает свойственна обоим типам солеродных депрессий.

Областями формирования водорослевых отложений, по-видимому, были освещенные, но расположенные ниже пикноклина склоны разных по глубине депрессий, а также дно неглубоких сгагнированных ванн.

Поскольку достижение наблюдаемого для отложений группы Г изотопного состава кислорода может быть вызвано сочетанием низких значений δ^{18} O в рассолах (вследствие инверсии при концентрировании) и невысоких температур, следует допустить вероятность формирования этих отложений и в весьма мелких депрессиях с массой рассолов, не стратифицированной по температуре (см. рис. 40). Это допущение оправдано тем, что к группе Г относятся образцы карбонатов из калиеносной части верхней галогенной формации.

Изотопы углерода и кислорода в акцессорных карбонатах. Значения изотопных показателей карбонатов, рассеянных в солях Припятского прогиба, колеблются в широких пределах: $\delta^{18}O - \text{от} - 14,8$ до 1,5 ‰, $\delta^{13}C - \text{от} - 13,4$ до 1,4 ‰ (табл. 13, рис. 41). Однако основная масса точек на диаграмме располагается довольно кучно, и средние значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ кальцита и доломита, а также карбонатов из отложений разных возраста, географической локализации и калиенасыщенности достаточно близки между собой (табл. 14).

Отложения		δ ¹³ C,	‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		
	n	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	
Нижняя солевая толща	11	-5,1	1,0	-7,4	1,3	
Верхняя солевая толща	46	-7,2	0,4	-9,2	0,4	
В том числе подтолщи:						
галитовая	32	-7,4	0,5	-9,7	0,5	
калиеносная	14	-6,8	0,8	-8,3	0,7	
Солевые толщи в целом	57	-6,8	0,4	-8,8	0,4	
В том числе разрезы:						
восточные	11	-7,5	0,6	-10,1	0,9	
западные	10	-4,5	0,6	-7,3	0,5	
северные	14	-6,9	0,8	-10,8	0,6	
южные	9	-6,2	1,3	-6,2	1,4	
центральные	13	-8,5	0,9	-8,8	0,6	

Таблица 14. Статистические параметры распределения изотопных показателей акцессорных карбонатов из солевых отложений Припятского прогиба

Примечание. n – число определений, \overline{x} – среднее, $S_{\overline{x}}$ – ошибка среднего.

В табл. 15 даны два варианта расчета температур карбонатообразования, определенных с учетом того, что δ^{18} О рассолов Припятского прогиба претерпели инверсию в процессе сгущения и к началу садки галита вряд ли могли быть положительными. Диапазон расчетных температур оказался в согласии с характеристиками термического режима седиментации и диагенеза в эвапоритовых бассейнах. Некоторое превышение температур доломитообразования, рассчитанных по уравнению А. Мэттьюза и А. Каца [279], над температурами кристаллизации кальцита, что наблюдается даже в пределах одного образца, свидетельствует о разобщенности этих двух процессов во времени. Вполне вероятно, что какая-то часть доломита формировалась путем метасоматического замещения кальцита.

Минерал п		δ ¹³ C, ‰ (PDB)		δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		Температура (°С)		
		\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	$\delta^{18}O(SMOW)_{p} = 0\%$	$\delta^{18}O(SMOW)_{p} = -6\%$	
Кальцит	25	-6,6	0,7	-8,5	0,5	61	27	
Доломит	32	-7,0	0,5	-9,1	0,6	79	43	

Таблица 15. Средний изотопный состав углерода и кислорода и температуры кристаллизации акцессорных кальцитаи доломита из солевых отложений Припятского прогиба

Примечания: $\delta^{18}O(SMOW)_p$ – предполагаемый изотопный состав кислорода карбонатообразующего раствора (рассола); n – число определений, \overline{x} – среднее, $S_{\overline{x}}$ – ошибка среднего.

Порядок средних значений δ^{18} O и δ^{13} C и данные рис. 41 показывают, что изотопный состав большинства образцов акцессорных карбонатов в целом близок к составу карбонатного вещества несолевых прослоев группы В, но несколько более легкий по углероду. Вероятная обстановка формирования акцессорных карбонатов с доминирующим изотопным составом – стагнированные зоны солеродных депрессий, где происходила интенсивная генерация легкого органогенного углерода в связи с сульфатредукцией, а облегчение состава кислорода было обусловлено влиянием температуры (местами довольно высокой) и пониженными в результате инверсии значениями δ¹⁸О рассолов. Свидетельством существенной роли органогенного углерода в составе карбонатов служит тот факт, что наиболее низкие б¹³С зафиксированы для центральной части региона (табл. 14). Эта выборка целиком составлена из данных по верхней солевой толще, тектонические условия накопления которой в значительной мере были унаследованы от обстановки формирования подстилающего межсолевого комплекса, сложенного здесь доманикоидными литофациями, иногда сопоставляемыми с эвксинными.

Любопытно, что преобладающая группа образцов внутрисолевых карбонатных прослоев (Г) характеризуется значительно более легким составом углерода, чем доминирующая группа проб рассеянных минералов (рис. 41). Лишь несколько фигуративных точек акцессорных карбонатов попадает в поле, охватывающее группу Г. На наш взгляд, это отражение того, что наиболее активное накопление ОВ в эвапоритовом бассейне, определявшее интенсивную генерацию легкой СО₂, осуществлялось именно при отложении несолевых прослоев.

Два образца акцессорных минералов оказались достаточно сходными по изотопному составу с пробами несолевых прослоев группы Б (δ^{13} С и δ^{18} О близки к стандартным для современных морских карбонатов). На этом основании следует полагать, что кристаллизация рассеянных карбонатных минералов могла осуществляться в слое морской воды, покрывающем слой крепкого рассола, либо на контакте этих слоев с последующим погружением зерен на дно (см. рис. 40). Не исключена также возможность образования карбонатов с таким изотопным составом и на сабкхах. В этих случаях близкие к морским значения δ^{18} О обеспечиваются участием в процессе или морских вод, или рассолов, испытавших изотопную инверсию, а слабоположительные и слабоотрицательные значения δ^{13} С связаны с высокой гидродинамической энергией среды, что обусловливает интенсивный обмен CO₂ между атмосферой и кристаллизующимся карбонатом [15].

На определенных участках эвапоритового бассейна, вероятно, могло происходить и одновременное образование карбонатных минералов разного происхождения и с разным изотопным составом. Например, в двух соседних штуфах керна франской соли из скв. Западно-Софиевская 1 акцессорный кальцит имеет δ^{13} С и δ^{18} О соответственно 1,4 и –1,7 ‰ и –8,5 и –10,2 ‰. Более тяжелый состав может принадлежать карбонату, кристаллизовавшемуся в близповерхностном слое морской воды и упавшему на дно в область сероводородного заражения с теплыми или горячими крепкими рассолами, где шло образование кальцита с более легким изотопным составом углерода и кислорода.

Интересно, как согласуются данные по изотопии рассеянных карбонатов в солях Припятского прогиба с аналогичными результатами по другим регионам. Изотопный состав углерода акцессорных карбонатных минералов из франской и фаменской солей Днепровско-Донецкого прогиба, который вместе с Припятским в принципе составлял единый эвапоритовый бассейн, оказывается достаточно близким к полученным нами данным. Здесь δ^{13} С в среднем составляет –8,5 ‰ и колеблется от –13,2 до –3,6 ‰ [76, 146]. В магнезите из неогеновой каменной соли Предкарпатского прогиба δ^{13} С находятся в пределах –11...4 ‰, а в среднем близки к нулю [72]. Изученные нами образцы акцессорных карбонатов из пермских солей Прикаспийской впадины (δ^{18} O = –5,5 ± 1,6 ‰, δ^{13} C = 2,0 ± 0,8 ‰) оказались значительно более тяжелыми по углероду, чем карбонаты Припятского бассейна. Причинами этого могут быть, во-первых, глобальные изменения изотопного состава углерода атмосферы и океана, следствием чего является ощутимое увеличение δ^{13} С карбонатов, образованных в пермском периоде [310], а во-вторых, специфика газового режима Прикаспий-

ской впадины. Вполне вероятно, что в этом бассейне, отличающемся активной газогенерацией, эвапоритовая седиментация развивалась с участием углекислоты, связанной как с сульфатредукцией, так и с метанообразованием. Не исключено, что значение изотопно-легкой CO₂, образующейся при сульфатредукции, подавлялось влиянием изотопно-тяжелой CO₂, генерирующейся одновременно с метаном [15].

* * *

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатного вещества галогенных формаций иллюстрирует исключительную сложность развития эвапоритового процесса. Обстановки карбонатообразования в солеродных бассейнах характеризуются широким диапазоном состава, минерализации и температуры гидрогеохимической среды, активно протекающим процессом бактериальной сульфатредукции. Набор сочетаний значений δ^{13} С и δ^{18} О, установленный для несолевых прослоев и акцессорных минералов каменной соли, мог реализоваться при карбонатообразовании, протекающем в пределах периодически затопляемых морской водой (сабкхи) и субаэрально экспонированных островных поднятий, на омываемых морской и пресной водой склонах и в стагнированных с сильно нагретыми рассолами зонах глубоких и мелких солеродных депрессий.

Изотопный состав углерода карбонатного материала несолевых прослоев в среднем существенно более легкий по сравнению с акцессорными карбонатами солей. Это свидетельствует о том, что наиболее интенсивное накопление OB в эвапоритовых бассейнах осуществлялось в периоды негалогенной седиментации.

2.1.2. Изотопы углерода и химический состав акцессорных карбонатов в солях на отрезке эвапоритового процесса от галитовой к карналлитовой стадии

Важным и до конца неясным вопросом седиментологии эвапоритовых бассейнов является поведение изотопов углерода при концентрировании рапы. С одной стороны, сообщается о возможности очень сильного обогащения тяжелым изотопом (δ^{13} С до 16,5 ‰) испаряющихся природных рассолов в связи с эффектом рэлеевской дистилляции [330]. С другой – рядом исследователей [146, 282], в том числе и нами в предыдущем параграфе, показано, что карбонаты, ассоциирующие с эвапоритами, могут характеризоваться весьма низкими значениями δ^{13} С (–13...–17 ‰ и ниже), указывающими на активную роль органического углерода в развитии системы рассол–карбонат. Недостаточно изучены и химические особенности эвапоритовых карбонатов, в частности степень стехиометричности доломита, образующегося в бассейнах с рапой хлоридного типа, в которой концентрация кальция в эквивалентном выражении выше концентрации сульфата (эСа > эSO₄). Ниже приводятся результаты исследований, которые частично восполняют указанные пробелы на основании исследования акцессорных карбонатных минералов, рассеянных в солевых породах Припятского прогиба [123]. Возможность использования этих минералов как индикаторов гидрогеохимического режима солеродного бассейна оправдана тем, что, хотя они могли кристаллизоваться как одновременно с садкой солей, так и позднее при миграции межкристальных рассолов, состав последних мало отличался от состава исходной рапы [146].

Коллекция каменного материала, использованного в работе, включала 39 образцов каменной, соли, сильвинита и карналлита среднефаменской галогенной толщи. Образцы каменной соли отобраны в керне галитовой и калиеносной подтолщ скважин Случская 807, Случская 823, Старобинская 770 г, Александровская 2, Боровиковская 2, Ведричская 4, а также в шахте 1-го рудоуправления ОАО «Беларуськалий» в пределах 3-го калийного горизонта на Старобинском месторождении калийных солей (см. рис. 38, табл. 13). Там же в шахте отобраны образцы сильвинита и карналлита.

Для решения поставленных задач была использована серия характеристик состава солевых пород и выделенных из них монофракций доломита (33 шт.) и кальцита (15 шт.). Параметры состава пород включали бромхлорное отношение (Br 10³/Cl) и показатель степени метаморфизации рассолов (CMP), имеющий вид (эCa–эSO₄)/(эCa + эMg–эSO₄). Последний параметр представляет собой модифицированный B. М. Шимановичем для анализа галогенных пород показатель эCa/(эCa + эMg), который был предложен им же [149] для оценки степени метаморфизации рассолов хлоридной системы с эCa >> эSO₄. Поскольку в породах общая концентрация Ca распределена между CaSO₄ рассеянного ангидрита и CaCl₂ газово-жидких вакуолей, причем нередко CaSO₄ > CaCl₂, то выражение (эCa–эSO₄)/(эCa + эMg–эSO₄) отражает соотношение Ca и Mg именно в вакуолях, т. е. характеризует метаморфизованность рассолов эвапоритового бассейна. В круг изучавшихся параметров состава акцессорных минералов входили δ^{13} С каждого карбоната и мольный процент CaCO₃, FeCO₃ и MnCO₃ в доломите.

Нетрудно заметить (табл. 16), что в ряду объектов, знаменующем прогрессивное развитие эвапоритового процесса (каменная соль галитовой подтолщи → каменная соль калиеносной подтолщи → сильвинит → карналлит), изотопный состав углерода акцессорных карбонатов последовательно утяжеляется. Это с учетом значительной роли бактериальной сульфатредукции в формировании данных карбонатов [47] может быть обусловлено затуханием жизнедеятельности организмов при росте солености, что приводит к меньшему накоплению ОВ и подавлению активности бактерий, способных переводить легкий органический углерод в карбонатную форму. Кроме того, прогрессивное развитие галогенеза хлоридного типа сопровождается неуклонным падением сульфатности рассолов, т. е. все меньше становится сульфатного кислорода – окислителя ОВ. Наконец, увеличение δ¹³С в рассматриваемом ряду может быть вызвано фракционированием изотопов при испарении: удалением ¹²С с газовой фазой из концентрирующегося рассола и накоплением в нем ¹³С [330].

Для анализа связи δ^{13} С карбонатов и химического состава пород внутри выборок по каменной соли галитовой и калиеносной подтолщ аналитические данные, из которых состояли эти выборки, были разбиты на группы, включающие информацию об образцах пород с условно «легкими» и условно «тяжелыми» (в изотопном смысле) карбонатными фракциями (табл. 16). Условно «легкими» («тяжелыми») считались те фракции, в которых доломит и кальцит или один из карбонатов (в случае мономинеральных фракций) имели δ^{13} С ниже (выше) среднего значения для соответствующих минералов всей рассматриваемой выборки. Значения δ^{13} С доломита и кальцита в биминеральных фракциях оказались весьма близки между собой, и из всего имеющегося материала нам пришлось отбраковать данные лишь по двум образцам, в каждом из которых один из акцессорных карбонатов был «легким», а другой – «тяжелым».

Карбонатная	$\delta^{13}C_{\mu}$		δ1:	³ C _K	Br·1	0 ³ /C1	СМР		
фракция	п	\overline{x}	n	\overline{x}	п	\overline{x}_{r}	п	\overline{x}_{r}	
Каменная соль галитовой и калиеносной подтолщ									
Условно «легкая»	13	-10,6	7	-9,9	15	0,142	15	0,488	
Условно «тяжелая»	14	-5,5	8	-4,4	18	0,223	15	0,520	
В целом	27	-8,0	15	-7,0	33	0,182	33	0,505	
Каменная соль галитовой подтолщи									
Условно «легкая»	8	-11,4	2	-12,5	10	0,108	10	0,436	
Условно «тяжелая»	7	-6,5	1	-6,5*	8	0,169	8	0,421	
В целом	15	-9,1	3	-10,5	18	0,132	18	0,429	
	Камен	іная солі	ь калие	носной і	юдтолщ	И			
Условно «легкая»	5	-9,3	5	-8,9	5	0,249	5	0,608	
Условно «тяжелая»	7	-4,5	7	-4,1	10	0,278	10	0,615	
В целом	12	-6,5	12	-6,1	15	0,268	15	0,614	
Сильвинит									
В целом	4	-4,4	_**	-	4	1,422	4	0,495	
Карналлит									
В целом	2	-3,8	_	-	2	9,954	_***	_	

Таблица 16. Связь изотопного состава углерода (‰, PDB) акцессорных доломита (Д) и кальцита (К) с химическим составом солевых вмещающих пород (средний фамен Припятского прогиба)

Примечания: СМР – степень метаморфизации рассола жидких вакуолей (см. текст); n – число определений, \bar{x} – среднее арифметическое, \bar{x}_r – среднее геометрическое; * – единичное значение; ** – отсутствует кальцит в карбонатной фракции; *** – расчет для магнезиальных солей не имеет смысла. Установлено, что каменная соль с условно «легкими» карбонатными минералами как в галитовой, так и в калиеносной подтолщах характеризуется меньшей величиной бромхлорного отношения по сравнению с каменной солью, содержащей условно «тяжелые» карбонаты. Таким образом, анализом частных выборок подтверждается особенность, уже отмеченная и проинтерпретированная выше для всего ряда прогрессивного развития галогенеза: пониженная концентрация рапы способствует образованию легкого карбонатного углерода в геохимической системе.

Обратимся к анализу химического состава акцессорного доломита. Суммируя результаты многочисленных исследований [213, 276, 287], можно полагать, что степень приближения состава доломита к теоретическому в эвапоритовых обстановках обусловлена рядом факторов, в том числе прямо и существенно зависит от отношения эMg/эСа в минералообразовательных рассолах. В этой связи важно подчеркнуть, что в сгущающихся рассолах бассейнов сульфатного типа это отношение постоянно растет в связи с садкой кальцита и гипса (ангидрита) и значительно выше, чем в рассолах галогенеза хлоридного типа. В последних вывод Са из рапы при кальцито- и гипсообразовании не может компенсировать прирост концентрации Са в виде CaCl,, и эМg/эСа на высших стадиях галогенеза поддерживается примерно на одном уровне, несколько изменяясь лишь в результате процессов метаморфизации (доломитизация, катионный обмен) в солеродном бассейне. Поэтому актуально сопоставление степени стехиометричности доломитов, связанных с эвапоритовыми рассолами сульфатного и хлоридного типа. Е. Сасс и А. Бейн [312] сообщают о близстехиометрическом (50-51 мол.% СаСО₂) доломите, ассоциирующем с галитом в пермской толще Техаса, накопившейся в эвапоритовом бассейне сульфатного типа. Существенно больший разброс характеристик состава свойственен акцессорному доломиту из каменной соли Припятского прогиба – бассейна хлоридного типа (табл. 17). Здесь присутствуют разновидности от стехиометрической до кальциевой, причем доломит в калиеносной подтолще содержит больше CaCO₃, чем в галитовой. Это прямо согласуется с распределением по подтолщам величины СМР (табл. 16), которая, характеризуя метаморфизованность рапы, представляет собой ту же мольную долю Са в сумме щелочноземельных ионов для рассолов, что и СаСО, для доломита.

Доломит из каменной соли в калиеносной подтолще, кроме того, более железистый и марганцовистый, чем в галитовой (табл. 17), что отражает известный факт активного накопления Fe (и сопутствующих элементов) в солевой системе калийно-магнезиального этапа галогенеза. Интегральным и опосредованным выражением двух установленных тенденций (роста δ^{13} С повышением солености рапы и уменьшения степени стехиометричности доломита с увеличением метаморфизованности и солености рассолов) является третья тенденция – к прямой корреляции величин δ^{13} С и СаСО₃ для акцессорных доломитов (рис. 42). Любопытно, что эта тенденция прослеживается не только

в целом по выборке, представленной образцами каменной соли из среднефаменской толщи, но и для каждой отдельно взятой подтолщи (галитовой и калиеносной).

	CaCO ₃			FeCO ₃			MnCO ₃		
Формационная единица	п	x	$\frac{x_{\min}}{x_{\max}}$	п	x	$\frac{x_{\min}}{x_{\max}}$	п	x	$\frac{x_{\min}}{x_{\max}}$
Галитовая подтолща	13	51	<u>50</u> 53	6	0,3	<u>0,1</u> 0,7	6	0,3	<u>0,1</u> 0,6
Калиеносная подтолща	9	54	<u>52</u> 55	7	2,4	<u>1,2</u> 5,2	7	0,6	<u>0,4</u> 0,8
Толща в целом	22	52	<u>50</u> 55	13	1,5	<u>0,1</u> 5,2	13	0,5	<u>0,1</u> 0,8

Таблица 17. Компоненты химического состава (мол.%) доломита, рассеянного в каменной соли (средний фамен Припятского прогиба)

Примечание. n – число определений, \overline{x} – среднее арифметическое, x_{\min} и x_{\max} – минимальное и максимальное значения.



Рис. 42. Изотопный состав углерода и степень стехиометричности акцессорного доломита из каменной соли галитовой (1) и калиеносной (2) подтолщ среднефаменской соленосной толщи Припятского прогиба (пунктирные линии – границы полей состава доломита из разных подтолщ)

* * *

Таким образом, в среднефаменском бассейне Припятского прогиба концентрирование рассолов на отрезке эвапоритового процесса галит–карналлит сопровождалось монотонным (от стадии к стадии) утяжелением изотопного состава углерода образующихся рассеянных карбонатов, что связано, по-видимому, как со спецификой отношения живого вещества к повышению солености, так и с причинами неорганического характера. Акцессорный доломит из каменной соли представлен разновидностями от стехиометрической до кальциевой. Калиеносной подтолще, накапливавшейся в среде более метаморфизованных рассолов, чем галитовая, присущ доломит с меньшей степенью стехиометричности.

2.1.3. Изотопы кислорода и температура образования акцессорных кальцита, доломита и кварца в солях

В п. 2.1.1 мы уже коснулись вопроса о температуре рапы в Припятском солеродном бассейне и пришли к выводу о широком диапазоне температур выпадения соляных осадков в его пределах. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

В современных бассейнах температуры солеобразования могут колебаться от 60 °С до отрицательных. Высокие температуры солевых растворов связаны со спецификой поглощения и рассеивания солнечной энергии в условиях стратификации водной массы по плотности [126]. Там, где солнечная энергия проникает до поверхности раздела между поверхностными водами и рассолами, она легко задерживается. Когда солнечные лучи достигают дна неглубокого водоема, они отражаются; но только незначительная часть отраженных лучей может пересечь поверхность раздела, остальные отражаются от нее обратно в рассол. Поверхность раздела действует как одностороннее зеркало примерно для 90 % поступающего излучения [240]. Важно также и то, что увеличение концентрации солей в рассоле сопровождается снижением интенсивности испарения и солнечная энергия расходуется главным образом на повышение температуры воды [178]. Например, в неглубоком соляном озере Солар, расположенном на синайском побережье Красного моря, температура рапы на глубине 3 м достигает почти 60 °C [219]. В испарительных прудах Сечовля (Словения), где искусственно получают соль из морской воды, температура воды на стадии галитовой садки достигает 42 °С [314]. Вместе с тем хорошо известен криогенный механизм отложения солей. В качестве примера могут служить эвапориты озера Ванда в Антарктиде [286] и мирабилиты Кара-Богаз-Гола [65].

Оценка температур солеобразования в древних бассейнах галогенеза основана почти исключительно на результатах изучения газово-жидких включений в минералах эвапоритовых отложений (главным образом в галите). При этом наиболее распространен метод гомогенизации включений. Результаты палеотермических реконструкций в целом подтверждают данные прямых измерений в современных солеродных водоемах и свидетельствуют о широком диапазоне температур древнего солеобразования. Однако методы термометрии, основанные на изучении включений, имеют ряд ограничений. Главной проблемой здесь является поиск первичных эвапоритовых кристаллов, сформированных с включениями в начальные периоды седиментации. Трудность отбора таких проб обусловлена тем, что соляные отложения подвержены существенным постседиментационным изменениям сразу же после их садки. Например, при образовании отложений каменной соли 30–60 % галита кристаллизуется на стадии диагенеза. Поэтому изотопные исследования акцессорных минералов (кварц, кальцит, доломит) из солей могут дать дополнительную ценную информацию о температурах среды эвапоритовой седиментации. Кроме того, такие исследования важны для оценки изотопного состава кислорода эвапоритовых рассолов и понимания условий образования акцессорных минералов в солях.

Объекты исследований. Были изучены образцы каменной соли, в меньшей степени сильвинита и карналлита из верхней (фаменской) и нижней (франской) соленосных толщ Припятского прогиба [41] Подбирая коллекцию образцов солей, мы стремились к широте географического и стратиграфического их диапазона. Было также важно, чтобы коллекция была представлена не только образцами глубоких интервалов разреза внутренних частей прогиба, но и образцами Старобинского месторождения и других районов западной части территории, где эвапоритовые отложения залегают неглубоко и никогда не погружались глубже в ходе геологической истории. Таким образом, отбор каменного материала был произведен из керна глубоких нефтеразведочных скважин, пробуренных в разных структурных зонах Припятского прогиба (северной прибортовой, северной, центральной, южной, южной прибортовой, восточной), а также из шахты 1-го рудоуправления ОАО «Беларуськалий» (III калийный горизонт) на Старобинском месторождении и керна неглубоких солеразведочных скважин в западной части бассейна (см. рис. 38, табл. 18).

Место отбора образца	Глубина, м	Возраст	$\delta^{18}O_{_{\rm gonomut}}$	$\delta^{13}C_{_{\rm gonomut}}$	$\delta^{18}O_{_{KAJLUIT}}$	$\delta^{13}C_{_{KAJLUIT}}$	$\delta^{18}O_{_{KBapu}}$
Скв. Александров-	1411–1419	D ₃ lb	22,4	-4,5	-	-	21,2
ская 2	1550-1558	D ₃ lb	18,6	-9,7	-	_	24,9
	1550-1558	D ₃ lb	18,6	-9,7	-	-	19,1
Скв. Аравичская 1	2590-2598	D ₃ lb	—	—	—	—	26,6
	2590-2598	D ₃ lb	_	-	-	-	25,6
Скв. Березинская 10	2364-2371	D ₃ črn	23,2	-5,6	—	—	25,3
	2364-2371	D ₃ črn	20,8	-2,9	-	-	25,5
	2364-2371	D ₃ črn	_	-	-	-	23,6
	2364-2371	D ₃ črn	_	_	-	-	25,3
	2364-2371	D ₃ črn	_	-	-	-	25,0
	2364-2371	D ₃ črn	_	_	-	-	25,2
Скв. Боровиковская 2	2895-2906	D ₃ lb	_	-	18,5	-6,5	23,3
Скв. Ведричская 4	2114-2125	D ₃ lb	_	_	20,7	-13,4	23,3
	2114–2125	D ₃ lb	_	-	-	-	21,2
Скв. Восточно-	2138-2145	D ₃ lb	_	_	_	_	27,0
Выступовичская 6	2138-2145	D ₃ lb	_	_	_	_	25,5

Таблица 18. Изотопный состав кислорода (‰, SMOW) и углерода (‰, PDB) в карбонатных минералах и кварце, выделенных из верхнедевонских солей Припятского прогиба

Продолжение та	юл. 18
----------------	--------

Место отбора образца	Глубина, м	Возраст	$\delta^{18}O_{IIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIII$	$\delta^{13}C_{IIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIII$	$\delta^{18}O_{_{KAJLIJUT}}$	$\delta^{13}C_{_{KAJLUHT}}$	$\delta^{18}O_{_{KBADII}}$
Скв. Днепровская 12	3195-3208	D ₃ lb	19,5	-9,6	18,2	-8,7	25,1
Скв. Дроздовская 672	670	D ₃ or-str	22,8	-1,7	_	_	_
	702–707	D ₃ or-str	_	_	_	_	19,5
	702-707	D ₃ or-str	_	_	_	_	27,2
	774	D ₃ or-str	_	-	21,4	-4,1	17,4
	988	D ₃ or-str	21,8	-6,1	25,7	-4.9	_
	1075	D ₃ or-str	24,6	-6,3	_	-	25,6
	1080	D ₃ or-str	24,1	-4,5	_	_	25,1
	1080	D ₃ or-str	_	-	-	-	26,4
Скв. Желонская 3	2364-2372	D,lb	20,2	-8,8	_	-	-
	2372-2384	D ₃ lb	22,9	-11,1	_	_	-
Скв. Западно-	2613-2636	D ₃ črn	_	_	20,4	-8,5	_
Софиевская 1	2613-2636	D ₃ črn	_	_	29,2	1,4	-
	2961	D ₃ črn	23,6	-6,2	_	_	25,9
	2961	D ₃ črn	32,5	-2,9	_	_	25,9
	2955-2966	D ₃ črn	_	_	_	_	25,4
Скв. Искровская 1	3614-3627	D ₃ lb	_	_	_	_	22,8
Скв. Карповичская 52	3333-3342	D ₃ lb	15,7	-7,7	_	_	-
	3333-3342	D ₃ lb	19,7	-9,5	_	-	_
Скв. Копаткевич-	723–728	D ₃ or-pl	_	_	_	_	26,3
ская 524	804-809	D ₃ or-pl	_	_	_	-	26,0
Скв. Макановичская 1	3407–3415	D ₃ lb	_	_	_	_	19,3
Скв. Малиновская 1	1450-1462	D ₃ lb	_	_	23,5	-8,0	26,7
	1450-1462	D ₃ lb	_	-	26,0	-5,7	26,7
	1450-1462	D ₃ lb	_	_	23,3	-8.0	26,6
Скв. Малодушин- ская 26	3562-3569	D ₃ črn	_	-	_	_	21,9
Скв. Межинская 1	2533-2541	D,lb	_	-	-	-	21,9
	2533-2541	D ₃ lb	18,2	-8,7	_	_	25,0
	2541-2549	D ₃ lb	17,0	-5,7	19,7	-4,9	25,0
	2240-2250	D ₃ lb	_	_	_	_	23,4
	2240-2250	D ₃ lb	18,1	-8,8	_	_	24,2
Скв. Мирная 1	1393-1400	D ₃ lb	_	_	_	_	18,9
Скв. Несловская 1	2175-2184	D ₃ lb	_	_	_	_	24,7
Скв. Радомлянская 9	2020-2030	D ₃ lb	_	_	22,3	-10,2	27,2
	2020-2030	D ₃ lb	_	_	22,3	-10,0	24,0
	2020-2030	D ₃ lb	_	_	_	-	26,5
Скв. Случская 823	515-519	D ₃ lb	21,9	-11,0	22,4	-10,0	_
	542-547	D ₃ lb	22,5	-10,4	22,3	-11,3	_
	578-582	D ₃ lb	22,9	-1,9	24.1	-2,5	_
	595-599	D ₃ lb	24,3	-6,8	21,4	-7,6	_

Окончание табл. 18

Место отбора образца	Глубина, м	Возраст	$\delta^{18}O_{_{\rm доломит}}$	$\delta^{13}C_{_{\rm доломит}}$	$\delta^{18}O_{_{\kappa a \pi b \mu \mu \pi}}$	$\delta^{13}C_{_{KAJLUIT}}$	$\delta^{18}O_{_{KBapu}}$
Скв. Случская 823	604-608	D ₃ lb	_	_	22,6	-4,5	_
	612–616	D ₃ lb	_	_	22,9	-4,3	_
	637–647	D ₃ lb	22,7	-5,9	22,4	-6,5	26,0
	661–665	D ₃ lb	—	—	21,5	-8,4	—
	674–681	D ₃ lb	_	—	22,3	-6.3	26,3
	697–702	D ₃ lb	23,5	-5,5	22,0	-5,1	—
	714–718	D ₃ lb	23,5	-3,8	24,6	-5,7	25,4
	723–728	D ₃ lb	24,1	-6,4	—	—	—
Скв. Старобин-	1220-1227	D ₃ lb	23,6	-7,1	-	—	_
ская 770 г	1227–1234	D ₃ lb	20,9	-7.6	—	-	—
Скв. Южно- Сосновская 50	4056-4078	D ₃ lb	_	_	_	-	24,2
Шахта 1-го РУ	550	D ₃ or-str*	22,7	-4,7	_	_	26,1
ОАО Беларуськалий»,	550	D ₃ or-str*	22,6	-4,4	—	-	—
III калийный	550	D ₃ or-str*	22,2	-4,0	—	-	23,1
горизонт	550	D ₃ or- str**	_	_	_	_	25,4
	550	D ₃ or- str**	22,4	-5,4	_	-	23,6
	550	D ₃ or- str**	_	_	_	-	26,0

П р и м е ч а н и я: стратиграфические подразделения: нижняя солевая толща: $D_3 črn$ – чернинский горизонт; галитовая подтолща верхней солевой толщи: $D_3 lb$ – лебедянский горизонт; калиеносная подтолща верхней солевой толщи: $D_3 or$ и $D_3 str$ – оресский и стрешинский горизонты, $D_3 pl$ – полесский надгоризонт; одна звездочка возле возрастного индекса обозначает, что акцессорные минералы выделены из сильвинита, две – из карналита; в остальных случаях вмещающая порода – каменная соль; прочерк – нет данных; расположение мест отбора образцов см. рис. 38.

Мономинеральные акцессорные фракции отбирались из водонерастворимого остатка наиболее чистых от несолевых примесей соляных пород. Содержание водонерастворимого остатка в исследованных образцах колеблется от 0,2 до 3,9 %. Концентрация карбонатной и кварцевой фракций примерно одинакова – 0,005–0,01 % от общей массы соли. Кварц образует разнообразные по морфологии кристаллы, часто опаловидные агрегаты, раскристаллизованные до горного хрусталя по их периферии. В калиеносных отложениях, наряду с бесцветными кристаллами кварца, присутствуют розовые призматические кристаллы, срезанные ромбоэдрами. В некоторых случаях аутигенные кварцевые зерна содержат ядро либо обломочного, либо более раннего аутигенного кварца, что характерно для галогенных пород и других регионов [160]. Это, как увидим ниже, не могло не выразиться в более легком изотопном составе кислорода части выделенных кварцевых фракций. В карбонатных акцессорных ассоциациях солей повсеместно распространен доломит. Его морфология довольно однотипна – ромбоэдры, изредка осложненные базопинакоидами. Кальцит, как правило, имеет более крупные, чем доломит, кристаллы скаленоэдрического габитуса с частым развитием граней призмы и ромбоэдра; нередко отмечаются двойники. Размеры кристаллов кварца, доломита и кальцита – 0,1–0,25 мм, реже – до 0,5 мм и более.

Результаты изотопных определений. Изотопный состав кислорода в акцессорных доломите, кальците и кварце, необходимый для расчета палеотемператур, приведен в табл. 18^{*}. Там же даны сведения об изотопном составе углерода в акцессорных карбонатах, имеющие для целей настоящего параграфа вспомогательное значение. Изученным минералам свойственны широкие вариации изотопных отношений. Значения δ^{18} О в кальцитах изменяются от 18,2 до 29,2 ‰ (SMOW), δ^{13} С – от –13,4 до 1,4 ‰, в доломитах интервал колебаний δ^{18} О – от 15,7 до 32,5 ‰ (SMOW), δ^{13} С – от –11,1 до –1,7 ‰. Значения δ^{18} О в кварце варьируют от 17,4 до 21,2 ‰ (SMOW). Установленный разброс величин изотопного состава свидетельствует прежде всего о разнообразных условиях аутигенного минералообразования. Причем эти условия существенно менялись в процессе формирования аутигенных минералов даже в пределах одной соляной толщи. Это хорошо видно на примере распределения значений δ^{18} О и δ^{13} С акцессорных карбонатов в разрезе солей скв. Случская 823 (рис. 43).

Здесь обращает на себя внимание синхронное изменение изотопного состава углерода и кислорода в кальците, в то время как для доломита это не характерно. Данное обстоятельство свидетельствует, по-видимому, о том, что кальцит и доломит кристаллизовались на разных этапах формирования соляной толщи. Распределение изотопного состава кислорода в акцессорных кварцах также неравномерно (рис. 44). Основная масса значений б18О кварца (76 % всех случаев) приходится на интервал от 23 до 27 ‰, а внутри этого интервала резко преобладают значения от 25 до 27 ‰. Кварц с величинами δ¹⁸О ниже 23 ‰ встречается значительно реже (менее 20 % случаев). Можно полагать, что некоторые кварцевые выделения со значениями δ^{18} О ниже 23 ‰



Рис. 43. Распределение значений δ¹³C и δ¹⁸O в акцессорных кальците и доломите из верхнедевонской каменной соли скважины Случская 823 в Припятском прогибе

 $^{^*}$ В этом параграфе для удобства сравнения изотопного состава кислорода в кварце и карбонатах значения $\delta^{18}O$ для последних мы даем в единицах SMOW.



Рис. 44. частота встречаемости (N) значений б¹⁸О в акцессорном кварце из верхнедевонских солей Припятского прогиба

содержат терригенные ядра, что необходимо учитывать при палеотемпературных реконструкциях условий галогенеза.

Заканчивая изложение результатов изотопных определений, надо обратить внимание на одно важное для последующих интерпретаций обстоятельство. Строго говоря, у нас нет однозначных доказательств формирования рассматриваемых акцессорных минералов эвапоритовых отложений на той или другой стадии литогенеза. Эти минералы могли кристаллизоваться: а) непосредственно в бассейне на стадии галогенной седиментации; б) несколько позднее, в раннем диагенезе; в) в процессе глубокого погружения осадков. Критерии различения синседиментационных и вторичных обра-

зований в соленосных породах, разработанные Р. Спенсером и Т. Лоуэнстейном [322] и заключающиеся в том, что синседиментационные минералы трассируют или сохраняют первичную текстуру галита или сильвина, не всегда могут быть применены для солей Припятского прогиба. Это связано с тем, что соли здесь в большинстве своем перекристаллизованы и первичные текстуры крайне редки. Для реконструкции температурных условий разных этапов литогенеза мы сопоставили изотопный состав кислорода акцессорных минералов в солях северо-западных районов Припятского прогиба, в том числе Старобинского калийного месторождения, и других территорий. На северо-западе эвапоритовые отложения залегают неглубоко, никогда не погружались глубже их сегодняшнего залегания (550–1200 м) и никогда не прогревались выше 40-50 °C. В глубокозалегающих солях внутренних частей прогиба (1200-4000 м) температуры в зоне катагенеза могли достигать на рифтовой стадии развития бассейна значений 150 °C и выше [82]. Оказалось, что изотопный состав кислорода в акцессорных минералах обеих названных выше выборок в среднем не различается (табл. 19). Это обстоятельство, хоть и не вполне однозначно, но все же свидетельствует в пользу того, что изучавшиеся нами минералы – продукт ранних этапов формирования эвапоритовых отложений (седиментации, раннего диагенеза). В противном случае в глубокопогруженных эвапоритовых отложениях следовало бы ожидать акцессорные минералы с существенно более легким изотопным составом кислорода.

	δ ¹⁸	O, ‰ (SM	OW)	Реконстр			уированная температура, °С					
Статистические				П	о кварі	ţy	по	доломі	иту	по кальциту		
параметры	кварц	доломит	кальцит	льцит δ ¹⁸ O (SMOW) _р								
				-6 ‰	0 ‰	6 ‰	-6 ‰	0 ‰	6 ‰	-6 ‰	0 ‰	6 ‰
Неглубокопогруженные отложения (550–1200 м)												
\overline{x}	24,7	22,9	22,7	45	78	125	36	69	117	24	57	104
x_{\min}	17,4	20,9	21,4	33	62	101	28	58	101	10	39	78
$x_{\rm max}$	27,2	24,6	25,7	85	135	213	46	83	138	30	65	117
Глубокопогруженные отложения (1200–4000 м)												
\overline{x}	24,3	20,7	22,5	46	80	128	48	87	146	26	60	109
x _{min}	18,9	15,7	18,2	33	62	109	-2	20	48	-3	21	53
x _{max}	27,2	32,5	29,2	76	121	146	77	129	213	47	90	156

Таблица 19. Результаты моделирования температурных условий образования акцессорных минералов из солей Припятского прогиба по изотопным данным

П р и м е ч а н и и я: \bar{x} – среднее арифметическое, x_{\min} и x_{\max} – минимальное и максимальное значения; $\delta^{18}O(\text{SMOW})_p$ – предполагаемый исходный изотопный состав кислорода рапы солеродного бассейна; для неглубокопогруженных отложений использовано 16 определений по кварцу, 20 – по доломиту, 13 – по кальциту, для глубокопогруженных – 37, 15 и 12 соответственно.

Изотопы кислорода и палеотемпература. Изотопный состав кислорода минералов зависит, как известно, от двух основных факторов: температуры и изотопного состава кислорода воды минералообразующей среды [137, 218]. Изотопный состав рассолов солеродных бассейнов определяется исходным составом воды (морская, метеорная) и процессами изотопного фракционирования при ее испарении на фоне возрастающей солености остаточных растворов. Процессы испарения на ранних стадиях галогенеза приводят к обогащению остаточных растворов тяжелыми изотопами кислорода и водорода. По мере роста общей минерализации в распределении изотопов наблюдается инверсия – рассолы обогащаются легкими изотопами [12, 25, 36, 163, 219, 221, 273, 300]. Так, по данным М.Г. Валяшко с соавторами [36], выполнявшими эксперимент по выпариванию воды Черного моря, наибольшее содержание тяжелого изотопа кислорода в рассоле наблюдается перед садкой галита ($\delta^{18}O = 6,9$ ‰). Затем наступает глубокая инверсия значений изотопного состава, и рассолы высоких стадий сгущения характеризуются величинами δ¹⁸О около −9,0 ‰. В воде современных эвапоритовых бассейнов наблюдаются широкие вариации величин б¹⁸О. Так, эти величины составляют 4 ‰ для района Катара (Персидский залив), 9,8 ‰ для Сальт Флет (Западный Техас) [273], 1,22 и 1,18 ‰ для рассолов впадин Дискавери и Атлансис II Красного моря [197].

Существенными колебаниями изотопного состава водорода и кислорода характеризуются также маточные рассолы соляных пластов, которые заключены в макро- и микровключениях кристаллов галита или высачиваются из эвапоритовых пород в виде капели. Например, на соляных месторождениях Украины значения δ^{18} О в таких рассолах варьируют от –3,5 до 2,7 ‰ [101]. Для высококонцентрированных подсолевых рассолов Припятского прогиба и Иркутского амфитеатра отмечается легкий изотопный состав кислорода: значения δ^{18} О опускаются до –7,3 ‰ [36]. Л. П. Кнаутом с коллегами [256, 257] был изучен изотопный состав кислорода газово-жидких включений из галитов силурийского, девонского и пермского возраста. Общий интервал величин δ^{18} О составил –8...7 ‰.

Таким образом, образование галогенных минералов может протекать в среде рассолов с весьма разным изотопным составом кислорода. Полученные изотопные данные по углероду и кислороду для акцессорных минералов Припятского прогиба свидетельствуют о многоактном их образовании в широком температурном интервале. Широкий разброс изотопных данных как для отдельных карбонатных минералов, так и для сосуществующих кальцита и доломита в одном штуфе соли, показан на рис. 45. Необходимым условием



Рис. 45. Изотопный состав углерода и кислорода в кальцитах и доломитах из верхнедевонских солей Припятского прогиба: 1 – кальцит из солевого керна, 2 – доломит из солевого керна, 3 – доломит из стенки шахты (прямыми линиями соединены кальциты и доломиты из одной пробы; пунктирной линией обозначены поля предполагаемых генераций аутигенных карбонатов) установления палеотемператур по изотопным данным для пар минералов является их сингенетичность, т.е. одновременность кристаллизации из рассола, например, кварца и карбонатных минералов, сосуществующих в одних и тех же штуфах солей. Однако использование геотермометров кварц-кальцит, кварц-доломит, кальцит-доломит на основе известных экспериментальных данных [214], применение которых позволяет игнорировать изотопный состав кислорода воды, показывает, что изученные минералы формировались не одновременно, т.е. в неравновесных условиях. Указанные термометры типа минерал-минерал дают совершенно нереальные значения температур (от 200-250 до 700 °С). Поэтому для расчета температур образования акцессорных минералов мы вынуждены были пользоваться термометрами кварцвода, кальцит-вода [214, 255], доломит-вода [279], варьируя модельными значениями δ^{18} О рассола от -6 до 6 ‰.

В табл. 19 показаны результаты расчетов для трех значений этого диапазона. Принимая во внимание экспериментальные данные с черноморской водой [36], а также учитывая низкие значения δ^{18} О в подсолевых рассолах Припятского прогиба (вплоть до -7,3 ‰) и в жидких включениях в солях многих месторождений мира (вплоть до -8 ‰), можно считать, что для рассолов высоких стадий сгущения, претерпевших изотопную инверсию, с каковыми и ассоциируют изучаемые акцессорные минералы, наиболее реальным из выбранных модельных значений является значение -6 ‰. Анализ расчетных температур подтверждает этот вывод (табл. 19).

Реконструированные температуры минералообразования при модельном изотопном составе кислорода рассола –6 ‰ составили в среднем: для кварца – 46 °C, доломита – 42 °C, кальцита – 25 °C. Полученные значения температур вполне согласуются с данными В.С. Шайдецкой [146], которая методом гомогенизации газово-жидких включений в галите из фаменской каменной соли Припятского прогиба установила, что температура рапы в бассейне седиментации на галитовой стадии не превышала 40 °C.

Рассмотрим возможную природу максимальных из рассчитанных нами температур. Коснемся только значений, полученных по кварцу: 76 и 85 °С. Первая из указанных цифр соответствует значению δ^{18} О, равному 18,9 ‰, и относится к кварцевой фракции, в которой отчетливо видна терригенная компонента, неотделимая от аутигенной (скв. Мирная 1, каменная соль галитовой подтолщи верхней соленосной толщи). Вторая цифра характеризует кварц с δ^{18} О 17,4 ‰, выделенный из каменной соли калиеносной подтолщи в непосредственной близости от сильвинитов в разрезе скв. Дроздовская 672. Данные по гомогенизации включений свидетельствуют, что перед садкой калийных солей температура в Припятском эвапоритовом бассейне возрастала до 70–78 °C [146].

Что касается минимальных из рассчитанных температур, оказавшихся отрицательными (-2 °C для доломитового термометра и -3 °C для кальцитового при условии, что δ^{18} O рассола была -6 ‰), то они вряд ли могут считаться свидетельством криогенного механизма солеосаждения, так как относятся к отложениям каменной соли, а криогенный механизм более характерен для садки калийных солей. В этих случаях рапа, скорее всего, имела более тяжелый состав кислорода. Из табл. 19 видно, что при допущении близнулевого значения δ^{18} O в ней температуры образования доломита и кальцита с соответствующим изотопным составом кислорода составляют порядка 20 °C.

* * *

Акцессорные кварц, доломит и кальцит, выделенные из соляных пород верхней и нижней соленосных толщ верхнего девона Припятского прогиба, кристаллизовались неодновременно и, вероятнее всего, на стадиях седиментации и раннего диагенеза. Моделирование температур минералообразования с использованием кислородно-изотопных геотермометров показало, что средние температуры, наиболее реальные с общегеологической точки зрения и подтверждающиеся результатами вакуольной палеотермометрии солей, получаются при модельном значении δ¹⁸О рассолов, равном –6 ‰. Для термометра кварц–вода они составляют 46 °C, доломит–вода – 42 °C, кальцит–вода – 25 °C. Указанное соответствие свидетельствует об имевшей место инверсии значений δ¹⁸О в рассолах на высоких стадиях эвапоритового процесса.

2.2. Изотопы серы в бассейнах с эвапоритами хлоридного и сульфатного типов (Припятский прогиб и Прикаспийская впадина)

Почти все допермские эвапоритовые бассейны мира относятся к хлоридному геохимическому типу [10, 158, 180, 259]. Состав их солеобразующих рассолов характеризуется соотношением (SO₄ + HCO₃) < Са в эквивалентном выражении концентраций. По мере испарительного сгущения таких рассолов после гипсовой стадии содержание и Са, и Mg в них увеличивается, SO₄ – падает, отношение Mg/Ca меняется незначительно [225]. Это обусловливает то, что набор сульфатных минералов в эвапоритовом разрезе представлен только гипсом и/или ангидритом. Начиная с перми, наряду с эвапоритами хлоридного типа начинаются формироваться эвапориты сульфатного типа [10, 180, 224, 226, 259]. Испарительное концентрирование растворов сульфатного типа, таких как современная морская вода [(SO₄ + HCO₃) > Ca], ведет к увеличению содержания SO₄ and Mg и уменьшению содержания Ca, а также к значительному росту отношения Mg/Ca. В результате набор сульфатных минералов эвапоритовой колонки пополняется магнезиальными и калиевыми разностями (эпсомит, полигалит, кизерит и др.).

Причины существования рассолов двух геохимических типов до конца не ясны. Не исключено, что низкое содержание сульфата было свойственно воде допермских океанов. Если же концентрация сульфата в них не отличалась от таковой в современной морской воде, то какой механизм приводил к выводу сульфата из эвапоритовых рассолов? Поскольку рост солености воды при испарении сопровождается увеличением продуктивности эвригалинной биоты, возможно, бактериальная сульфатредукция играет активную роль в геохимических процессах, которые протекают в эвапоритовых бассейнах [224, 226, 228, 233, 259, 305].

При изучении сульфатредукции одним из важнейших инструментов служит анализ распределения изотопов серы в системе сульфат–сульфид [305, 329, 333], а кристаллизация сульфатных минералов не сопровождается существенным фракционированием изотопов серы [343]. Поэтому для понимания различных аспектов эволюции рассолов представляло интерес провести сравнительное изучение поведения изотопов серы в бассейнах с эвапоритами хлоридного и сульфатного типа [193]. **Регионы и объекты иследований.** В качестве регионов изучения были выбраны Припятский прогиб с девонскими эвапоритами хлоридного типа и Прикаспийская впадина, где соленосные формации относятся к сульфатному типу.

Общие сведения о геологии Припятского прогиба, краткая характеристика эвапоритсодержащей части его геологического разреза и расположение объектов изотопных исследований в его пределах даны в п. 2.1 на рис. 37 и 38.

Принадлежность Припятского прогиба к эвапоритовым бассейнам хлоридного типа подтверждается не только отсутствием магнезиальных и калиевых сульфатных минералов в соленосных разрезах (см. рис. 37), но и химическим составом жидких включений в галите (табл. 20).

Скважина	Глубина, м	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SO4 ²⁻			
Припятский прогиб (бассейн хлоридного типа)								
Ведричская 2	3732–3749	4,5	123,0	19,0	_			
Ведричская 3	2509–2513	5,5	76,0	41,0	_			
	3113–3121	4,0	80,0	26,5	_			
Малодушинская 25	3638–3641	23,0	120,0	61,5	_			
Ольховская 1	2939–2944	3,5	169,0	61,5	_			
Петриковская 269	1221–1226	30,0	73,5	45,5	-			
Речицкая 213	481–487	49,0	52,0	17,5	—			
Прика	аспийская впад	цина (бассей	н сульфатно	ого типа)				
Долинная 33	1556-1559	18,6	_	54,9	9,1			
Кара-Тюбе 25	1937–1944	9,4	_	38,9	6,5			
Сагиз 1	3997-4000	22,6	_	64,9	20,6			
Эльтон 51	360-596	18,9	_	32,9	5,7			
	1065–1169	28,0	_	71,0	3,0			

Таблица 20. Химический состав (г/л) жидких включений в галите каменной соли
из верхнедевонских отложений Припятского прогиба
и нижнепермских – Прикаспийской впадины [95, 146, 259]

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения.

В Прикаспийской впадине изучавшиеся скважины находятся в северной бортовой зоне (рис. 46). Соленосная часть геологического разреза начинается сероцветными нижнепермскими отложениями нижней соленосной (солевой) толщи. Они залегают на подсолевой толще, представленной шельфовыми карбонатными образованиями среднекаменноугольного и раннепермского возраста [135]. Нижняя солевая толща подразделяется на две части. Нижняя сложена ангидритами, доломитами и органогенными известняками, верхняя – соляными породами, перемежающимися с ангидритами, доломитами и терригенными отложениями. Межсолевая верхнепермская толща, залегающая на



Рис. 46. Генерализованный литологический разрез солевых и ассоциирующих отложений Прикаспийской впадины [135]: 1 – песчаник, 2 – глина и аргиллит, 3 – мергель, 4 – известняк,
5 – доломит, 6 – ангидрит, 7 – каменная соль, 8 – сильвинит и карналлит, 9 – кизерит и полигалит; на врезке показан район исследований в северной бортовой зоне

нижней солевой формации, представлена карбонатными породами, песчаниками и глинами. Она перекрывается верхней соленосной толщей позднепермского возраста, состоящей из солей, ангидритов и красноцветных глин.

Присутствие кизерита и полигалита в эвапоритовых породах (рис. 46) и химический состав включений в галите каменной соли (табл. 20) являются свидетельством сульфатного типа эвапоритового процесса в Прикаспийской впадине.

Объектами изотопных исследований были: a) сульфатный материал пластовых ангидритов из соленосных, межсолевых и подсолевых отложений и б) акцессорные ангидрит, гипс, барит и пирит, выделенные из каменной соли и в трех случаях из сильвинита.

Пластовые ангидриты представляют собой массивные, гомогенные, микрокристаллические породы. Нет сомнений в синседиментационном или, по крайней мере, раннедиагенетическом происхождении осадка, давшего им начало на сульфатной стадии галогенеза. Акцессорные сульфаты и пирит выделены из наиболее чистых от примесей солей. Содержание сульфатной фракции составляло 0,005–2,5 %, сульфидной – 0,0004–0,025 % от общей массы соли, взятой для получения водонерастворимого остатка. Хорошая оформленность кристаллов является свидетельством аутигенного характера минералов. Их размер – до 0,5–1 мм. Акцессорные сульфаты и пирит подчеркивают первичную кристаллическую структуру солей или заполняют в них межкристальные поры и, таким образом, представляют собой синседиментационные образования [322]. Стоит оговориться, что столь низкие концентрации пирита характерны для чистых солей [53]. Его содержания гораздо выше в несолевых прослоях, обычно обогащенных органическим веществом и железом по сравнению с чистыми солями [103].

Внутрибассейновые вариации δ^{34} S. Изотопный состав серы пластовых ангидритов в обоих изучавшихся бассейнах изменчив (табл. 21, рис. 47). Размах флуктуаций значений δ^{34} S в Припятском прогибе составляет 8,3 ‰, в северной бортовой зоне Прикаспийской впадины – 5,8 ‰. Эти вариации – результат изменчивости геохимических условий осаждения сульфата кальция. Низкие значения δ^{34} S ангидритов отражают поступление изотопно-легкого сульфата в составе новых порций воды, втекающей в эвапоритовые бассейны, высокие связаны с интенсивной биогенной сульфатредукцией [23, 238, 301].

Скважина	Скважина Глубина, м Толща				
	Припятск	ий прогиб			
Березинская 3	1872–1886	Верхняя солевая	22,4		
Березинская 10	2259–2267	Межсолевая	25,2		
Березинская 24	2711–2721	Верхняя солевая	23,9		
Макановичская 2	3491–3499	Подсолевая	18,1		
Несловская 1	3233–3251	То же	20,4		
Сосновская 28	2756–2762	Верхняя солевая	25,6		
	3344–3372	Нижняя солевая	20,6		
Сосновская 39	2675–2684	Межсолевая	26,4		
	Прикаспийс	кая впадина			
Бурлинская 2	4080-4085	Нижняя солевая	13,9		
	4120-4125	То же	14,8		
Восточно- Ветелкинская 1	4207–4214	_»–	11,8		
Гремячинская 25	2857–2862	_»–	13,3		
Дарьинская 1	995-1000	Верхняя солевая	14,4		
	4126-4130	Нижняя солевая	16,4		
Каменская 4	3194–3196	Верхняя солевая	13,0		
Каменская 5	2794–2797	То же	13,7		

Таблица 21. Изотопный состав серы пластовых ангидритов Припятского прогиба и северной бортовой зоны Прикаспийской впадины

Окончание табл. 21

Скважина	Глубина, м	Толща	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)
Каменская 8	2707–2709	Верхняя солевая	12,3
	3592-3594	Нижняя солевая	15,4
	3977–3987	То же	13,0
	4219-4224	_»–	15,6
Каменская 9	2862–2865	Верхняя солевая	16,8
Карачаганакская 2	3658–3661	То же	11,8
Карачаганакская 5	4319-4321	_»–	13,2
Карачаганакская 13	2005-2010	Нижняя солевая	12,3
	4960-4965	То же	14,8
Карачаганакская 45	5224-5230	_»–	16,2
Карачаганакская 47	4530-4537	_»–	14,9
	5123–5131	_»–	13,1
Карачаганакская 48	4589-4592	_»–	16,0
Кзылкульская 14	5395-5398	_»–	11,0
Павловская 3	3198–3203	_»–	15,3
Рожковская 3	3614-3619		12,9
Чинаревская 9	2902-2905		12,7

П р и м е ч а н и е. Расположение площадей, на которых находятся указанные в таблице скважины, см. рис. 38 и 46.



Рис. 47. Вариации и средние значения δ³⁴S сульфатных минералов и пирита из бассейнов с эвапоритами хлоридного (Припятский прогиб) и сульфатного (Прикаспийская впадина) типов: 1 – пластовые ангидриты; 2 – акцессорные сульфатные минералы соляных пород, включающие: 3 – ангидрит, 4 – гипс, 5 – барит; 6 – акцессорные сульфатные минералы из соляных пород галитовой подтолщи, 7 – то же из солей калиеносной подтолщи; 8 – акцессорный пирит из соляных пород, в том числе: 9 – пирит из галитовой подтолщи, 10 – пирит из калиеносной подтолщи

132

Средние значения δ^{34} S в пластовых ангидритах Припятского прогиба (22,8 ± 1,0 ‰) и Прикаспийской впадины (13,9 ± 0,3 ‰) близки к глобальным средним для девона и перми соответственно [341, 348].

Вариации изотопного состава серы в акцессорных сульфатных минералах солей велики (табл. 22, рис. 47). Особенно широкий диапазон значений δ^{34} S (11,8 ‰) отмечен для образцов из Припятского прогиба. Это может объясняться тем, что образцы отобраны из разных интервалов эвапоритового разреза, отражающих различные условия соленакопления в регионе. Аккумуляция солей нижней солевой формации и калиеносной подтолщи верхней солевой формации происходила в довольно мелководных (десятки метров) бассейнах, а образование галитовой подтолщи верхней солевой формации – в глубоководной (несколько сотен метров) депрессии [27]. Такие разные батиметрические условия галогенеза должны были сказаться на вариациях в интенсивности сульфатредукции. Это подтверждается и широким диапазоном изотопного состава серы в пиритах из соляных пород (табл. 22, рис. 47).

Место отбора образца	Глубина, м	Солевая толща	Минерал	$\delta^{34}S, $ % (CDT)		
Припятский прогиб						
Скв. Александровская 2	1411–1419	Верхняя	ГипсГ	24,8		
	1550-1553	То же	Ангидрит	24,9		
	1550-1553	_»–	ГипсГ	24,4		
Скв. Аравичская 1	2590-2596	_»–	Пирит	7,3		
Скв. Березинская 6	1844–1847	_»–	Ангидрит ^г	22,6		
Скв. Березинская 10	2364-2371	Нижняя	Гипсг	22,9		
Скв. Ведричская 4	1505-1515	Верхняя	То же	27,3		
	2117-2175	То же	_»–	29,6		
Скв. Восточно- Выступовичская 6	2104–2112	_»_	Пирит	-1,7		
Скв. Дроздовская 672	670-682	_»–	Ангидрит ^с	22,1		
	670-682	_»–	Барит ^с	22,7		
	771–776	_»–	Гипс ^к	33,6		
	986–991	_»–	Пирит ^с	7,4		
	1024-1029	_»–	Ангидрит ^с	27,1		
	1024-1029	_»–	Гипс ^с	25,7		
Скв. Копаткевичская 2	810-820	_»–	Пирит	2,1		
Скв. Макановичская 1	3407–3415	_»–	То же	9,8		
Скв. Мирная 1	1395–1405	_»–	_»–	1,3		
Скв. Нежинская 1	943-1004	Нижняя	_»–	9,2		
	1119–1124	То же	Ангидрит	21,8		
	1119–1124		Баритг	23,4		

Таблица 22. Изотопный состав серы в сульфатных минералах и пирите, рассеянных в соляных породах Припятского прогиба и северной бортовой зоны Прикаспийской впадины

Продолжение	табл.	22
-------------	-------	----

Место отбора образца	Глубина, м	Солевая толща	Минерал	$\delta^{34}S, $ % (CDT)
Скв. Озерщинская 30	2772–2780	Верхняя	Пирит	5,2
Скв. Птичская 1	1445–1446	То же	Ангидрит	26,0
	1446–1448	_»-	Барит ^г	28,8
	1488–1492	_»-	Ангидрит	26,4
	1500-1504	_»-	То же	24,3
	1504-1508	_»-	Барит ^г	28,0
Скв. Случская 823	604–608	_»-	Пирит ^к	0,0
	612–617	_»-	То же	5,6
	637–647	_»-	_»–	10,6
	736–740	_>>-	Ангидрит ^к	25,4
Скв. Старобинская 770 г	871-874	_»-	Гипск	23,7
	1199–1204	_>>-	Пирит ^к	2,6
	1204–1214	_>>-	То же	-3,6
Скв. Тульговичская 2 к	1600–1607	_>>-	Ангидрит	26,3
	1600–1607	_>>-	Барит	22,4
Скв. Юровичская 1	2469–2472	_>>-	Ангидрит	26,3
	2686-2692	_>>-	То же	22,7
Скв. Южно-	3700-3711	_>>-	Пирит ^г	10,0
Осташковичская 112	3700–3711	_»–	То же	11,8
Шахта 1-го РУ				
ОАО «Беларуськалий», III калийный горизонт	550	Верхняя	Гипск	23,8
	Прикаспийс	кая впадина		
Скв. Аксайская 2	3994-4021	Нижняя	Гипсг	11,5
Скв. Бурлинская 23	2500-2508	То же	Ангидрит	12,8
	3500-3507	_»>-	То же	11,7
	3500-3507	_>>–	Гипсг	13,0
Скв. Восточно-	1795–1802	_>>-	То же	13,9
Ветелкинская 3	3718–3725	_»>-	Ангидрит	12,3
	3718–3725	_»>-	Гипсг	11,7
Скв. Гремячинская Р25	2746-2752	_»-	Ангидрит	12,2
	2746–2752	_»>-	Гипсг	10,5
Скв. Дарьинская 11	481-602	Верхняя	Ангидрит	13,1
	481-602	То же	Гипсг	11,5
	1204–1338	Нижняя	Ангидрит	12,1
	1204–1338	То же	ГипсГ	12,2
Скв. Долинская 1	3200-3206	_>>–	То же	13,8
Скв. Каменская 3	2201-2204	Верхняя	Пирит	-10.2

Окончание	табл.	22
-----------	-------	----

Место отбора образца	Глубина, м	Солевая толща	Минерал	$\delta^{34}S, $ % (CDT)
Скв. Долинская 1	3200-3206	Нижняя	Гипс	13,8
Скв. Каменская 3	2201-2204	Верхняя	Пирит	-10,2
Скв. Каменская 5	2797–2804	То же	То же	-14,4
Скв. Каменская 13	2943-2949	_»–	Гипсг	11,8
	2943-2949	_»–	Пирит	-15,7
	3017-3023	_»–	То же	-10,8
Скв. Карачаганакская 5	4808-4815	Нижняя	Гипсг	11,8
Скв. Карачаганакская 13	4196-4202	То же	То же	10,9
Скв. Карачаганакская 13	4196-4202	Нижняя	Гипс	11,8
Скв. Карачаганакская 47	5235-5242	То же	Ангидрит ^г	14,6
	5235-5242	_»–	ГипсГ	14,7
	5235-5242	_»–	Пирит	-4,3
	5235-5242	_»–	То же	-3,0
	5265-5272	_»–	Ангидрит ^г	11,3
Скв. Кзылкульская 14	3362-3369	_»–	ГипсГ	12,9
Скв. Рожковская 3	803-808	_»–	То же	12,7
Скв. Сухарчинская 40	5307-5314	_»–	Ангидрит ^г	14,9
	5307-5314	_»–	Гипсг	15,1
Скв. Чиликская 2	3690-3697	_»–	То же	13,0
Скв. Чингизская 19	2977–2984	Верхняя	Ангидрит ^г	13,2
	2977–2984	То же	Гипсг	13,4
	2977–2984	_>>–	Пирит	-1,9

П р и м е ч а н и я: расположение мест отбора образцов см. на рис. 38 и 46; г – минералы, выделенные из каменной соли галитовых отложений; к – минералы, выделенные из каменной соли калиеносных отложений; с – минералы, выделенные из сильвинита.

Изотопы серы в ходе развития эвапоритового процесса. Различия в среднем изотопном составе серы ангидрита, гипса и барита, выделенных из хлоридных солей, в пределах каждого из бассейнов довольно невелики (табл. 22, рис. 47). Особенно близки значения δ^{34} S акцессорных ангидрита и гипса, выделенных из одних и тех же штуфов соляной породы (рис. 48). Поэтому мы оперировали средними для бассейнов значениями δ^{34} S акцессорных сульфатов, не разделяя их по минеральным разностям.

Сравнение изотопных отношений серы для пластовых ангидритов (сульфатная стадия галогенеза) и акцессорных сульфатных минералов солей (хлоридная стадия) показало различное распределение для Припятского прогиба и Прикаспийской впадины (рис. 47). В Припятском прогибе средние значения δ^{34} S для сульфатной стадии на 2,5 ± 0,5 ‰ ниже, чем для хлоридной, а в Прикаспийской впадине – на 1,2 ± 0,2 ‰ выше.

Исследователи поведения изотопов серы в ходе концентрирования эвапоритовых рассолов обычно имели дело с бассейнами сульфатного типа. В.Т. Холсер



Рис. 48. Корреляционная диаграмма изотопного состава серы ангидрита и гипса, выделенных из одних и тех же штуфов каменной соли: 1 – пермские отложения Прикаспийской впадины, 2 – верхнедевонские отложения Припятского прогиба

и И. Р. Каплан [238], изучавшие верхнепермские эвапориты бассейна Делавар (США), установили снижение значений δ^{34} S в сульфатах калийно-магнезиальной стадии по сравнению с таковыми гипсовой стадии на 0,8 ± 0,5 ‰. По данным Х. Нильсена и В. Рике [293], в эвапоритах цехштейна Среднеевропейского бассейна это снижение составляет 1,0 ± 0,8 ‰. Р. Г. Панкина и др. [108], исследовавшие нижнепермские эвапориты северной и восточной частей Прикаспийской впадины (т. е. почти тот же район, что и мы), отметили, что сульфатная примесь в соляных породах обогащена легким изотопом серы по сравнению с пластовыми ангидритами. И, наконец, облегчение изотопного сос-тава серы сульфатов на 3,4 ‰ от гипсовой стадии к галитовой обнаружено В. Л. Мехтиевой [92] в Кара-Богаз-Голе, современном эвапоритовом бассейне сульфатного типа.

Таким образом, можно заключить, что изотопный состав серы сульфатных минералов становится легче в ходе эволюции рассолов от сульфатной стадии к хлоридной во многих бассейнах сульфатного типа. В Припятском прогибе, бассейне хлоридного типа изотопный состав серы в процессе этой эволюции становится тяжелее.

Чтобы распространить установленную для Припятского прогиба специфическую особенность поведения изотопов серы на бассейны хлоридного типа в целом, должно быть предпринято изучение других таких бассейнов. Тем не менее попробуем объяснить две разные тенденции поведения изотопов серы в зависимости от геохимического типа эвапоритового бассейна.

Вариации значений δ^{34} S сульфатных минералов в эвапоритовом бассейне контролируются тремя главными факторами: а) бактериальной сульфатредукцией; б) изотопным фракционированием при осаждении эвапоритов; в) интенсивностью притока новых порций воды в бассейн и различными источниками SO₄ в поступающей воде [238].

Бактериальная сульфатредукция, являющаяся наиболее сильным фактором изотопного фракционирования, ведет к накоплению в рассолах изотопно-тяжелого остаточного сульфата и генерации легкого сульфида. Хотя широко распространено мнение, что очень соленые обстановки непригодны для жизни, есть многочисленные доказательства активной роли органического углерода в эвапоритовых бассейнах [146, 282]. Эта роль связана с высокой биопродуктивностью солеосаждающих бассейнов, формированием анаэробной среды и очень хорошими условиями сохранения органического вещества [53, 126, 128]. Биогенная сульфатредукция на хлоридной стадии эвапоритового процесса не менее интенсивна, чем на более ранних стадиях. Как показано в п. 2.1.1, акцессорные карбонатные минералы, выделенные из соляных пород Припятского прогиба, характеризуются низкими и весьма низкими δ^{13} С (среднее значение –6,8, минимальное – –13,4 ‰).

Роль второго важного фактора формирования изотопного состава серы эвапоритов, состоящего в изотопном фракционировании при их осаждении, вытекает из результатов экспериментов и наблюдений в современных эвапоритовых бассейнах. Эти данные показывают, что изотопный состав серы рассолов облегчается по мере их концентрирования, сопровождающегося кристаллизацией сульфата кальция [173, 238, 305, 343]. Это при прочих равных условиях должно обусловливать прогрессивное уменьшение значений δ^{34} S в осаждающихся сульфатных минералах.

Третий фактор формирования изотопного состава серы сульфатов связан с тем, что накопление значительных масс эвапоритовых отложений невозможно без пополнения бассейна новыми порциями воды. Это пополнение сопровождается увеличением содержания ³²S в воде бассейна. Одна из причин – существенное участие речных и метеорных вод, обогащенных легким изотопом, в пополнении бассейна. Кроме того, океаническая вода, притекающая в бассейн, часто содержит сульфат с более легким изотопным составом серы по сравнению с концентрированными рассолами относительно закрытого эвапоритового резервуара, в котором тяжелый изотоп аккумулируется за счет сульфатредукции.

Итак, сульфатредукция приводит к накоплению тяжелого изотопа серы в сульфате эвапоритовых рассолов, а кристаллизационное фракционирование и пополнение бассейна новыми порциями воды ведут к аккумуляции легкого изотопа. Очевидно, что вариации δ^{34} S сульфатных минералов, осаждающихся в эвапоритовых бассейнах, должны отражать интегральный эффект этих процессов.

В бассейнах хлоридного типа рассолы содержат мало сульфата; эвапоритовая геохимическая система здесь может быть уподоблена химической системе с ограниченным ресурсом серы (система, закрытая по сере). В этих условиях сульфатредукция вызывает активное накопление изотопно-тяжелой остаточной серы и сильно затушевывает эффекты факторов изотопного распределения, действующих в противоположном направлении. Как результат, значения δ³⁴S в минеральных продуктах на хлоридной стадии увеличиваются по сравнению с продуктами сульфатной стадии.

В бассейнах сульфатного типа рассолы богаты сульфатом, и сульфатредукция, протекающая в системе с неограниченным ресурсом серы (открытая система), не способна обеспечить ощутимое обогащение рассолов тяжелым изотопом. Поэтому на первый план выходят факторы распределения изотопов, облегчающие изотопный состав серы сульфатных минералов в ходе развития эвапоритового процесса.

Особенности сульфатредукции на высоких стадиях галогенеза. Рассмотрим поведение изотопов серы в продуктах хлоридной стадии в Припятском прогибе. Нет существенной разницы между значениями δ^{34} S в акцессорных сульфатных минералах из калиеносной субформации ($25,5\pm1,3~$ ‰) и галитовой субформации ($25,2\pm0,5~$ ‰) (см. рис. 47). Интенсивность сульфатредукции, очевидно, снижается в гиперсоленых условиях перехода к стадии садки калийно-магнезиальных солей из-за вымирания организмов. Это предположение исходит из следующих фактов. 1. Изотопно-легкий органический углерод играет меньшую роль в формировании акцессорных карбонатных минералов из каменной соли калиеносной субформации (-6,1~‰ для кальцита и -6,5~‰ для доломита), чем в формировании карбонатов из галитовой субформации (-10,5~‰ – кальцит, -9,1~‰ – доломит) (см. п. 2.1.2). 2. Уменьшение вклада легкого углерода в состав акцессорных карбонатов хорошо коррелируется со снижением доли тяжелой серы в составе акцессорных сульфатов в ходе прогрессивного сгущения рассолов (рис. 49). 3. Средняя величина δ^{34} S в сульфат-



Рис. 49. Корреляционная диаграмма изотопных отношений углерода и серы в карбонатных и сульфатных минералах, выделенных из одних и тех же штуфов верхнедевонских соляных пород Припятского прогиба: 1 – каменная соль, 2 – сильвинит; цифры около квадратов – отношение 1000 Br/Cl в галите

ных минералах, выделенных из трех образцов сильвинита (23,5 ‰), почти на 2 ‰ ниже, чем для сульфатов из всех соляных пород. 4. Значения δ^{34} S пирита из каменной соли галитовой подтолщи (6,1 ± 1,6 ‰) выше, чем для пирита калиеносной подтолщи (3,8 ± 2,1 ‰) (см. рис. 47). Хорошо известно [23], что менее активная сульфатредукция обусловливает более полное изотопное фракционирование, т. е. большее обогащение сульфидной серы легким изотопом.

Изотопный состав серы пиритов из солей Прикаспийской впадины ($\delta^{34}S =$ $-8,6 \pm 2,1$ ‰) (см. табл. 22, рис. 47) значительно легче таковых в Припятском прогибе (5,2 \pm 1,2 ‰). Степень снижения содержания изотопа ³⁴S в сульфидах, происходящего при сульфатредукции в ходе эвапоритового процесса, может быть оценена как абсолютная величина разности между значениями δ^{34} S в пирите и сульфате. При расчете этого параметра исходными значениями $\delta^{34}S$, которые снижались при сульфатредукции, принимались цифры для пластовых ангидритов: 22,8 ‰ для Припятского прогиба и 13,9 ‰ для Прикаспйской впадины. Средняя величина обсуждаемого параметра для Прикаспийской впадины (22,5 ± 2,1 ‰) оказалась гораздо выше, чем для Припятского прогиба (17,6 ± 1,2 ‰). Эта разница отражает особенности бактериальной сульфатредукции в эвапоритовых бассейнах хлоридного и сульфатного типов. Бассейн хлоридного типа (Припятский прогиб) содержит бедные сульфатом рассолы и корреспондируется с геохимической системой, закрытой по сере. Здесь процесс сульфатредукции ведет к менее существенному обеднению сульфидов изотопом ³⁴S, чем в системе, открытой по отношению к сере, где нет дефицита легкого изотопа (Прикаспийский бассейн сульфатного типа).

Установлены различия в поведении изотопов серы в рассолах бассейнов с эвапоритами хлоридного и сульфатного типов. Эти различия объясняются в терминах закрытости–открытости химических систем по отношению к сере при сульфатредукции. В бассейнах с эвапоритами хлоридного типа (Припятский прогиб) система, закрытая по сере, в бассейнах с эвапоритами сульфатного типа (Прикаспийская впадина) – открытая. Различия в распределении значений δ^{34} S, фиксируемых в минеральных трассерах эволюции рассолов, следующие.

* * *

В бассейнах хлоридного типа сульфатредукция, обусловливающая активное накопление изотопно-тяжелого остаточного сульфата в рассолах, затушевывает эффект изотопного фракционирования при осаждении эвапоритов и влияние поступления изотопно-легкой серы с новыми порциям воды. Это выражается в увеличении значений δ^{34} S в сульфатных минералах от сульфатной стадии к хлоридной. В бассейнах сульфатного типа тенденция противоположная.

Пирит, образующийся при сульфатредукции на хлоридной стадии галогенеза сульфатного типа, значительно сильнее обогащен изотопом ³²S по отношению к исходному сульфату (пластовые ангидриты), чем в эвапоритовом процессе хлоридного типа.

2.3. Изотопы серы как индикаторы возраста и условий формирования пермской эвапоритовой толщи Припятского прогиба

Пермские соленосные отложения в Припятском прогибе были открыты почти на 40 лет позже, чем девонские [51]. Это открытие было настолько неожиданным, что вначале стоял вопрос, а не девонские ли это соли, которые чрезвычайно широко распространены в Припятском прогибе. О несомненно пермском возрасте солей в Свободской и Северо-Каменской синклиналях Предсколодинской синклинальной зоны (рис. 50) прогиба свидетельствовало присутствие в них кизерита (MgSO₄ · H₂O), поскольку сульфаты магния не встречаются нигде в допермских эвапоритовых толщах. Вместе с тем детальное литолого-стратиграфическое изучение пермских соленосных отложений Беларуси показало, что при их образовании не обошлось без влияния материала девонских солей [14]. Результаты изотопных исследований сульфатных минералов подтвердили пермский возраст отложений и детализировали представления о сложных палеогеографических условиях их образования.



Рис. 50. Распространение и генерализованный литолого-стратиграфический разрез пермских отложений в Припятском прогибе [19, 130]: І – ассельский ярус (прудковская свита), II – сакмарский ярус (свободская и преддудичская свиты), III – татарский ярус (дудичская свита); 1 – глина, 2 – песчаник, 3 – гравелит, конгломерат, 4 – гипс, ангидрит, 5 – каменная соль, 6 – калийные, калийно-магниевые и магниевые соли (сильвинит, карналлит, кизерит, бишофит)

Пермские соли слагают соленосную толщу, выделенную как свободская свита, которая относится к сакмарскому ярусу приуральского отдела. Свита локализована в наиболее погруженной центральной части Припятского прогиба, имеет мощность, достигающую 760 м, и состоит из трех подсвит (подтолщ), нижняя и верхняя из которых содержат солевые породы, а средняя – нет (рис. 50, табл. 23).

Таблица 23. Местные стратиграфические подразделения пермских отложений Припятского прогиба (по В. К. Голубцову и К.Н. Монкевичу с уточнениями С. А. Кручека [130])

Отдел	Ярус	Свита	Подсвита	
Татарский	Capana TRUVANUM RETAILUM	Пилинокод	Верхняя	
	Северодвинскии-вятскии	дудичская	Нижняя	
Приуральский		Преддудичская		
	Сакмарский	Сакмарский Свободская	Верхняя (соленосная)	
			Средняя (терригенная)	
			Нижняя (соленосная)	
	Ассельский	Прудковская	Верхняя (сульфатоносная)	
			Нижняя (бессульфатная)	

Нижняя подтолща свободской свиты мощностью до 145 м начинается базальной глинисто-песчаной пачкой, на которой залегает мощная (до 100–136 м) пачка каменной соли, содержащая калиеносный горизонт. Эта пачка перекрывается терригенными породами мощностью 120–125 м, выше которых чередуются пласты и линзы солевых и несолевых пород. Терригенные породы подтолщи представлены в основном красноцветными и буроцветными глинистыми песчаниками, глинами и алевролитами. Каменная соль имеет преимущественно бурую окраску, структура ее от средне- до крупно- и даже гигантозернистой. Слоистость в соли, как правило, отсутствует, породы нередко имеют брекчиевидный облик. Калиеносный горизонт содержит пласты каменной соли, сильвинита, карналлита, кизерита и бишофита.

Средняя подтолща мощностью до 125 м сложена красноцветными и пестроцветными смешанными алеврито-глинисто-песчаными породами.

Верхняя подтолща свободской свиты, мощностью до 485 м, представлена чередованием солевых и песчано-глинистых пластов и линз. Каменная соль преимущественно бурая, содержит много глинистого и алевритового материала.

Более молодые пермские отложения Припятского прогиба терригенные. Они представлены преддудичской свитой сакмарского яруса и дудичской – татарского отдела (рис. 50, табл. 23).

Палеогеографическая обстановка формирования сакмарской соленосной толщи толкуется следующим образом [99].

В условиях продолжавшегося в пермское время галокинеза соль галитовой подтолщи верхней солевой толщи девона была почти полностью отжата из Предсколодинской синклинальной зоны, расположенной в центральной части

Припятского прогиба, в прилегающие соляные массивы. Это вызвало формирование глубокой депрессии, в которой скапливались морские растворы, уже сильно сконцентрированные в процессе испарения на окружающей территории. Дальнейшее течение эвапоритового процесса привело к накоплению здесь толщи каменной соли с прослоями сильвинита, кизерита, карналлита и бишофита. В пермских солях по сравнению с девонскими появляются два новых минерала: кизерит (сульфат магния) и бишофит (хлорид магния). Присутствие первого свидетельствует о существенном различии химического состава морской воды пермского и девонского периодов, присутствие второго – признак того, что концентрация солей в пермском эвапоритовом бассейне достигала значительно большей величины, чем в девонском.

В дальнейшем произошло сильное сокращение площади эвапоритового бассейна. Он стал периодически пересыхать. Сформировалось озеро в пустыне. Окружавшие его девонские соляные поднятия разрушались, с них сносились растворенные соли, песчаный, алевритовый и глинистый материал. Во влажные сезоны озеро пополнялось континентальными водами. В условиях жаркого и сухого климата испарение приводило к накоплению бурой псевдобрекчиевидной каменной соли, сильно загрязненной терригенной примесью («хазельгебирге» – соль с хлопьями глины).

Изотопному тестированию подлежали акцессорный ангидрит, выделенный из каменной соли нижней и верхней подсвит свободской свиты, а также пластовые гипс и ангидрит верхней подсвиты прудковской свиты. Результаты этого тестирования приведены в табл. 24.

Скважина	Глубина, м	Стратиграфическая позиция	Образец	$\delta^{34}S, $ % (CDT)
Свободская 2	1540,0	Свободская свита (нижняя соленосная подсвита)	Акцессорный ангидрит из каменной соли	13,1
	1547,0	То же	То же	13,7
Северо-Каменская 9	2200,5	Свободская свита (верхняя соленосная подсвита)	_»—	14,1
	2201,8	То же	_»–	16,3
Мозырская (Галитовая)	1229,3	Прудковская свита (верхняя, сульфатоносная, подсвита)	Ангидрит пластовый	13,1
Южно-Доманович- ская 24	651,0	То же	Гипс пластовый	9,0

Таблица 24. Изотопный состав серы ангидрита и гипса из пермских отложений Припятского прогиба

Оказалось, что значения δ³⁴S сульфатов, установленные для прудковской свиты и нижней подсвиты свободской свиты, близки таковым для сакмарских ангидритов Днепровско-Донецкого бассейна (12,0–12,6 ‰) [210] и свойственным сульфату пермской морской воды на глобальных хемостратиграфических

кривых [253, 299, 332, 341, 348]. Значения δ^{34} S в сульфатах из верхней подсвиты свободской свиты выше. Это обогащение тяжелым изотопом серы представляется результатом привноса сульфатных ионов из растворяющихся девонских соляных куполов. В п. 2.2 показано, что значения δ^{34} S для сульфатов из девонских солей Припятского прогиба в среднем около 25 ‰ (см. рис. 47).

* * *

Таким образом, результаты изучения изотопов серы в соленосной толще Свободской и Северо-Каменской синклиналях Припятского прогиба свидетельствуют о том, что ее нижняя часть формировалась из эвапоритовых дериватов пермской морской воды, а в образовании верхней части, кроме того, принимали участие продукты рециклинга материала девонских соляных массивов.

2.4. Изотопы углерода и кислорода и условия образования франских горючих сланцев в кальдерах диатрем на Жлобинской седловине

В ходе геологоразведочных работ, связанных с поисками алмазов, на юге Жлобинской седловины (см. рис. 2) в кальдерах диатрем (трубок взрыва) были обнаружены горючие сланцы, датируемые речицким временем позднего франа [19, 114].

Определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатном веществе этих пород были выполнены в небольшом объеме. Тем не менее, интересно выяснить, насколько они согласуются с существующими представлениями об озерных условиях образования кальдерных сланцев и сравнить их с аналогичными определениями для широко распространенных морских горючих сланцев полесского надгоризонта (верхний фамен) в Припятском грабене (см. п. 1.5).

Условия залегания и литология франских горючих сланцев. Диатремы в плане имеют округлую или овальную форму; их размер – от первых сотен метров до 1000 м по длинной оси. Они характеризуются широкой кратерной частью и узким, до нескольких метров в диаметре, жерлом, иногда осложненным силлами. Кальдеры характерны лишь для тех трубок взрыва, которые прорывают карбонатную «плиту», сложенную жесткими породами саргаевского и семилукского горизонтов франского яруса. А в местах развития терригенных отложений полоцкого горизонта живетского яруса последние, наоборот, образуют «горку» над диатремами.

Проявление магматизма трубочного типа, непосредственно предшествовавшего началу образования Припятского палеорифта и главной фазе магматизма, происходило в субаэральных условиях в довольно узком временном интервале, соответствующем началу речицкого времени [19, 22, 133]. Наиболее молодыми породами, которые прорываются диатремами и присутствуют в них в виде ксенолитов, оказываются семилукские известняки с брахиоподами и моллюсками, а самыми древними перекрывающими отложениями являются
сланценосные, фрагментарно развитые в кальдерах над диатремами и содержащие речицкий комплекс спор.

Отложения речицкого горизонта на территории развития трубок взрыва представлены тремя типами разрезов: вулканогенным, осадочным и вулканогенно-осадочным. В контексте нашей проблематики наиболее важным является последний. Образования этого типа разреза распространены над трубками взрыва, имеющими кальдеры (диатремы Асоя, Денисковичи, Веточка, Цупер, Антоновская, Еленец 2 и 3). Здесь в разрезе отложений речицкого горизонта выделяют три толщи: нижнюю – вулканогенную, представленную туфобрекчиями и ксенотуфобрекчиями, среднюю – вулканогенно-осадочную – толщу заполнения кальдеры и верхнюю – толщу осадочных пород, перекрывающих кальдеры и составляющих единое целое с отложениями нормально-осадочного типа разреза, образовавшимися в результате позднеречицкой морской трансгрессии.

Сланценосность речицкого горизонта связана со средней толщей, заполняющей кальдеры и имеющей линзовидную форму залегания с мощностью от 10 м в краевых частях до 40 м в центре кальдеры (рис. 51). В разрезе толщи выделяют две пачки. Нижняя представлена переслаиванием алевролитов



Рис. 51. Геологический разрез диатремы Еленец 2 на Жлобинской седловине [19]: 1 – туфобрекчия, 2 – песок, 3 – песчаник, 4 – глина, 5 – горючий сланец, 6 – известняк, 7 – доломит, 8 – писчий мел, 9 – гипс, 10 – скважины и их глубины; индексы стратиграфических подразделений девона: D₂ef – эйфельский ярус, D₂g – живетский ярус, D₂–D₃ln – ланский надгоризонт живетского и франского ярусов, D₃sr–sm – саргаевский и семилукский горизонты франского яруса, D₃rč – речицкий горизонт франского яруса; J₂ – средняя юра, К₂ – верхний мел, Q – квартер

и песчаников с примесью туфогенного материала и включениями переотложенных туфобрекчий. Присутствуют редкие прослои плитчатых мергелей и глинистых доломитов с тонкими пропластками сланцеподобных глин. Мощность пачки от 5 до 15 м. Верхняя пачка сложена глинами и мергелями с прослоями глинистых известняков, доломитов и переотложенного материала туфобрекчий. Ее мощность варьирует в пределах 5–25 м. В верхних 5–6 м этой пачки доминируют прослои керогенсодержащих глин (С_{орг} свыше 5 %) и горючих сланцев (С_{орг} более 10 %), чередующиеся с пропластками доломитов и водорослевых известняков.

В породах средней толщи обнаружены обломки скелетов рыб, обрывки водорослей и многочисленные споры. В разрезах скважин Цупер 485, Веточка 557, 561, 562, Антоновская 565 выделен типичный для речицкого горизонта комплекс спор.

Корреляция разрезов скважин, вскрывших отложения речицкого горизонта, позволила установить в них присутствие одного-двух пластов горючих сланцев (и/или керогенсодержащих пород), локально распространенных внутри кальдер. Мощность слоев, неравномерно обогащенных органическим веществом (OB), варьирует в пределах 0,5–3,0 м. Теплотворная способность горючих сланцев (диатрема Веточка, скв. 561) достигает 1367 ккал/кг на сухое топливо при содержании С_{орг} = 11,58 %.

Среди горючих сланцев и керогенсодержащих пород выделяются породы с глинистой, глинисто-карбонатной и карбонатной составляющей [22]. Горючие сланцы с глинистым минеральным компонентом представляют собой коричневато-серые тонкоплитчатые и тонколистоватые породы с OB в виде тонких слойков коллоальгинита и переменного количества микроспор, ориентированных по напластованию. Горючие сланцы с глинисто-карбонатной (мергельной) минеральной составляющей коричневато-серого цвета, плитчатые, тонкослоистые с послойным распределением OB. В них нередко наряду со слойками коллоальгинита отмечаются слоевища синезеленых водорослей, микроспоры и единичные макроспоры. Горючие сланцы на карбонатной минеральной основе коричневато-серые толстоплитчатые и массивные, с OB, представленным фрагментами и иногда биостромами обызвествленных водорослей, прослоями коллоальгинита и небольшим количеством микроспор.

Характерной особенностью всех типов речицких пород, обогащенных OB, является присутствие в них микроспор, измененного пеплового материала и кремнистого вещества, входящего в состав основной массы и выполняющего прослои и полости в породах. Количество микроспор в речицких сланцах иногда составляет не менее половины от общего содержания OB, равного в среднем 14–16 %.

По мнению Л. Ф. Ажгиревич, С. А. Кручека, Т. Г. Обуховской, Г. Д. Стрельцовой [19, 22, 133], горючие сланцы, как и вся средняя толща, заполняющая кальдеры, образовались в озерах, источником питания которых были, очевидно, метеогенные воды. Геохимия изотопов. Значения δ^{13} С карбонатного вещества речицких горючих сланцев в среднем составляют 1,6 ‰. Это весьма близко аналогичным показателям для морских горючих сланцев полесского надгоризонта Припятского прогиба из детально изученной скважины 168 (–1,5 ‰) (табл. 25, см. табл. 11) и для выборки, составленной из образцов по разным скважинам (–0,5 ‰) (см. табл. 10). Более того, значения δ^{13} С речицких сланцев даже ближе к морскому стандарту, чем полесских.

Объект	Скважина	Глубина, м	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Еленецкий объект		161,8	1,5	-5,3
	Цупер 485	172,0	2,7	-4,0
			1,4	-4,3
Жлобинский объект	Асоя 503	159,0	-0,2	-2,8
	Денисковичи 555	142,0	1,4	-2,5
		143,0	-0,3	-3,3
		146,1	3,1	-5,1
	Веточка 561	148,2	3,0	-5,5
		151,0	3,9	-2,9
	Веточка 562	159,5	-0,9	-2,0

Таблица 25. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатного вещества кальдерных горючих сланцев речицкого горизонта на Жлобинской седловине

Значения δ^{18} О карбонатного материала речицких сланцев в среднем составляют –3,8 ‰ (PDB), что близко к значениям по полесским сланцам из скважины 168 (–4,6 ‰) и для выборки по скважинам, где изучались отдельные образцы (–5,4 ‰) (табл. 25, см. табл. 10, 11). Все приведенные цифры находятся в интервале –6…–4 ‰, характерном для морских карбонатов позднего девона на глобальной хемостратиграфической кривой [223].

Несмотря на типично морской изотопный состав карбонатных углерода и кислорода в кальдерных горючих сланцах, все-таки, посмотрим нельзя ли полученные цифры связывать с озерным генезисом пород, т. е. не являются ли эти изотопные значения «ложными морскими».

Действительно, изотопный состав кислорода сланцев можно трактовать как продукт озерной пресноводной обстановки с учетом следующего обстоятельства. В приэкваториальных широтах, где территория Беларуси находилась в девоне [29, 34], изотопный состав кислорода метеорных осадков, дающих начало пресным континентальным водам, не сильно отличается от такового морской воды [309]. Таким образом, можно предполагать здесь явление конвергенции, когда одни и те же значения δ^{18} О обусловлены совершенно разными причинами.

Что касается интерпретации природы изотопов углерода, то и в этом случае «морские» или близкие к ним значения δ^{13} С могут отмечаться в карбонатах пресноводных озерных водоемов. Во второй части монографии подробно рассматриваются изотопные характеристики карбонатного вещества позднеледниковых и голоценовых (в том числе современных) озер в зависимости от их гидрологического и трофического режимов. В частности, далее в п. 12.3 монографии будет показано, что в современных озерах, площади водосборов которых лишь в 1,5-5 раз больше площади озера, т. е. в слабопроточных водоемах, величины δ¹³С образующихся карбонатов весьма близки к равновесию с атмосферной СО, или даже достигают его. С учетом приуроченности рассматриваемых горючих сланцев речицкого возраста к кальдерам со слабопроницаемыми карбонатными бортами можно вполне допустить, что кальдерные озера были слабопроточными и не испытывали значительного влияния изотопно-легкого почвенного углерода окружающей суши. Не исключено, что эвтрофикация озер, вызывавшая накопление высокоуглеродистых осадков, могла быть связана с поступлением в воду нутриентов при разложении пеплового материала. Бедность пресной воды сульфат-ионом не способствовала сколько-нибудь существенному развитию сульфатредукции и благоприятствовала «складированию» ОВ в составе осадков. Удаление таким образом легкого органического изотопа из водного углеродного резервуара было дополнительным (к атмосферному) фактором утяжеления изотопного состава водорастворенного неорганического углерода и карбонатного осадка.

* * *

Изотопные характеристики углерода (δ^{13} С в среднем 1,6 ‰) и кислорода (δ^{18} О = -3,8 ‰) карбонатного материала франских (речицких) горючих сланцев в кальдерах диатрем на Жлобинской седловине очень близки таковым для морских горючих сланцев полесского надгоризонта в Припятском прогибе. Вместе с тем, это не противоречит существующему мнению об их накоплении в пресноводных озерах, основанному на результатах анализа общегеологических и литологических данных. «Морской» облик изотопного состава их углерода, почти находящегося в равновесии с атмосферной СО₂, обусловлен главным образом весьма низкой проточностью кальдерных озер, а «морской» изотопный облик кислорода связан с близостью изотопного состава кислорода метеорных осадков и морской воды в приэкваториальных широтах, где изучаемая территория находилась в девоне.

2.5. Изотопы углерода и кислорода в мелководных и депрессионных межсолевых нижнефаменских отложениях Припятского прогиба

Выше (п. 1.5) рассмотрено распределение изотопов карбонатных углерода и кислорода в верхнефаменских сланценосных отложениях Припятского прогиба. Показано, что на мелководье накапливались отложения с гораздо более легким изотопным составом углерода, чем в зонах более глубоководной седиментации. В настоящем параграфе мы обратимся к сопоставлению изотопных характеристик литофаций разной глубинности на другом объекте и увидим иную картину. В Припятском прогибе региональный Речицко-Вишанский разлом отделяет Речицко-Вишанскую зону приразломных поднятий (на севере) от Предречицкой зоны приразломных опусканий (на юге). Межсолевые нижнефаменские (задонско-петриковские) отложения зоны поднятий и зоны опусканий накапливались в разных фациальных обстановках – мелководной (мелкий шельф) и депрессионной (углубленный шельф) соответственно. Такая дифференциация условий осадконакопления связана с конседиментационным характером развития разлома [19, 26].

Объектом нашего изучения были межсолевые отложения Сосновской нефтеразведочной площади и ее окрестностей (см. рис. 38) [47]. В этом районе на северном (поднятом) крыле разлома (Сосновские скв. 39, 41 и др.) вскрыты мелководные отложения, а на южном, опущенном (Южно-Сосновские скв. 50 и 53, Карповичская скв. 52 и др.), – депрессионные. Первые представлены главным образом массивными микро- и мелкокристаллическими известняками с остатками брахиопод, криноидей, пелеципод, иногда со строматолитами и онколитами, вторые – преимущественно массивными и слоистыми глинистыми пелитоморфными известняками с остатками планктонной фауны. Типичность отобранных для изотопного анализа образцов глубоководных (г) и мелководных (м) пород отражается в распределении глинистости, о чем можно судить по средним концентрациям алюминия и титана: Al₂/Al₂ = 2,2; Ti₂/Ti₂ = 3,0.

Изотопный состав карбонатных углерода и кислорода межсолевых пород из названных скважин приведен в табл. 26. Средние значения δ^{13} С для мелководных литофаций составляют $0,6 \pm 0,3 \,\%$, для депрессионных $-0,9 \pm 0,4 \,\%$. Лишь строгое статистическое сравнение этих практически равновеликих величин с применением критерия Стьюдента указывает на наличие разницы между ними: $t_{\phi a \kappa r}$ (3,13) > $t_{r a \delta n}$ (2,76). Представляется очевидным, что разница в глубине бассейна осадконакопления на поднятом и опущенном крыльях Сосновской площади, выразившаяся в неодинаковом литологическом облике отложений, была не столь велика. Изотопия углерода указывает на то, что в обоих случаях имел место достаточно активный изотопный обмен между осаждающимися карбонатами и атмосферной CO₂ [15], хотя в депрессионных условиях он был несколько слабее.

Образования более глубоководных фаций нередко обогащены органическим веществом по сравнению с более мелководными [140]; это касается и межсолевых отложений в Припятском прогибе [19]. Средние содержания C_{opr} в депрессионных литофациях рассматриваемой нами территории по данным Е. Ф. Никуленко (2011 г.), составляют: для трех взятых вместе Южно-Сосновских скважин (44, 45 и 47) 0,8 % (14 определений), для Карповичской 52 – 1,0 % (14 определений). Породы с такими концентрациями C_{opr} относятся к доманикоидам [125] и могут считаться нефтематеринскими. Вместе с тем это не сказалось сколько-нибудь существенно на облегчении изотопного состава углерода депрессионных отложений в связи с возможной в этих условиях биогенной сульфатредукцией.

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
	Мелковод	ные литофаци	ии	
Сосновская 39	2716	D ₃ el	-0,4	-6,6
	2732	D ₃ el	1,4	-6,9
	2741	D ₃ el	1,4	-6,2
	2751	D ₃ el	0,2	-8,2
	2774	D ₃ el	-0,2	-8,1
	2796	D ₃ el	1,0	-5,8
	2811	D ₃ el	1,1	-5,5
Сосновская 41	2798	D ₃ ptr	1,7	-4,9
	2815	D ₃ ptr	2,9	-2,6
	2844	D ₃ el	1,5	-5,2
	2860	D ₃ el	0,1	-6,8
	2873	D ₃ el	0,9	-5,8
	2897	D ₃ el	0,9	-7,2
	2917	D ₃ el	0,5	-8,2
	2917	D ₃ el	1,8	-5,7
	2934	D ₃ el	-2,2	-8,3
	Депрессио	нные литофац	(ии	
Карповичская 52	3886	D ₃ ptr	-1,6	-5,1
	3933	D ₃ ptr	-2,2	-7,1
	3980	D ₃ el	-0,2	-5,0
	4072	D ₃ zd	1,3	-6,0
	4135	D ₃ zd	1,0	-6,1
Южно-Сосновская 50	4187	D ₃ ptr	-1,8	-8,0
	4192	D ₃ ptr	-1,7	-8,7
	4211	D ₃ ptr	-0,7	-7,3
	4235	D ₃ ptr	-0,9	-8,3
	4334	D ₃ zd	2,0	-9,6
	4406	D ₃ zd	-0,9	-8,1
	4406	D ₃ zd	-0,1	-5,8
Южно-Сосновская 53	3791	D ₃ ptr	0,2	-8,3
	3812	D ₃ ptr	-0,6	-7,5
	3837	D ₃ ptr	-0,5	-5,5
	3890	D ₃ el	-5,7	-7,6
	3909	D ₃ el	-0,1	-7,2

Таблица 26. Изотопный состав карбонатных углерода и кислорода в мелководных и депрессионных литофациях межсолевой толщи Припятского прогиба

 Π р и м е ч а н и е. Стратиграфические индексы: $D_3zd-задонский надгоризонт, <math display="inline">D_3el-$ елецкий надгоризонт, D_3ptr- петриковский горизонт.

Для сравнения с Припятским прогибом мы изучили изотопный состав углерода депрессионных и мелководных девонско-каменноугольных отложений в Северной бортовой зоне Прикаспийской впадины (см. рис. 46). Оказалось, что темно-серые и черные глинистые депрессионные известняки в пределах Карачаганакской площади тоже практически не отличаются по значениям δ^{13} С от светло-серых и белых рифогенных (заведомо мелководных) известняков (средние величины составили –0,4 и 0,9 ‰ соответственно). Похожая картина отмечена для этих двух литофаций и на Юго-Восточно-Первосоветской структуре (0,3 и –2,2 ‰).

Средний изотопный состав кислорода карбонатного вещества депрессионных ($\delta^{18}O = -7,1 \pm 0,3 \%$) и мелководных ($-6,4 \pm 0,4 \%$) межсолевых отложений Припятского прогиба в районе Сосновской площади (табл. 26) одинаков и немного облегчен относительно диапазона значений (-6...-4 %), показанного для девона на глобальной хемостратиграфической кривой [223]. Эта облегченность, вероятно, обусловлена изотопным обменом в системе порода–вода при повышенных или даже высоких температурах на значительных глубинах в зоне катагенеза.

* * *

Основной вывод, следующий из приведенного материала, заключается в том, что разница в глубине раннефаменского бассейна осадконакопления на поднятом и погруженном крыльях регионального разлома в пределах Сосновской площади и ее окрестностей, связанная с конседиментационным характером дизьюнктива и выразившаяся в неодинаковом литологическом облике отложений, была не столь велика. Изотопный состав карбонатного углерода в мелководных отложениях на поднятом крыле и депрессионных – на погруженном практически одинаков и близок к нормальному для седиментационных морских карбонатов. Огромная амплитуда разлома, о которой можно составить представление хотя бы по глубине отбора образцов, вовлеченных в изотопные исследования (табл. 26), была достигнута, по-видимому, в основном после накопления межсолевой толщи.

2.6. Изотопы кислорода и углерода – индикаторы условий седиментации визейских отложений на юго-западе Беларуси (Волынская моноклиналь)

Изучался разрез отложений визейского яруса нижнего карбона на крайнем юго-западе Беларуси в пределах Волынской моноклинали (скв. Комаровка 91 з/10) (см. рис. 2). Палеонтологические и стратиграфические сведения о разрезе, а также данные об органическом веществе в породах взяты из работы Д.П. Плакса и др. [71].

Визейские отложения в изучавшемся разерезе представлены михайловским горизонтом, вскрыты на глубине 319,4 м, имеют мощность 20,4 м. Они перекрываются породами оксфордского яруса верхней юры и подстилаются образованиями пржидольского отдела верхнего силура. Визейский разрез сложен глинистыми, карбонатно-глинистыми, глинисто-карбонатными породами с редкими прослоями алевролитов (табл. 27). Набор органических остатков включает раковины остракод, брахиопод, фораминифер, зубчики сколекодонтов, чешуи хрящевых рыб, известковые трубки червей, членики криноидей, обломки губок и кораллов, веточки мшанок, споры (рис. 52). Встречаются углефицированные растительные остатки, пиритизированные копролиты. Содержание С_{орг} в породах – от 1,51 до 8,38 %, среднее – 3,23 %.

Глубина,м	Литология	Кальцит, %	Доломит, %	H.O., %	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)	δ ¹³ C, ‰ (PDB)
320,3	Известняк глинистый доломитистый	70,5	6,1	23,4	-8,3	2,5
321,0	То же	82,9	7,2	9,9	-7,0	3,4
322,0	Мергель глинистый доломитисто-известковый	37,5	5,7	56,8	-6,8	2,5
332,9	То же	20,6	6,4	73,0	-6,7	2,6
333,3	Глина известковистая	11,4	4,4	84,2	-6,7	2,5
334,8	Мергель глинистый доломитисто-известковый	32,0	6,2	61,8	-6,8	2,7
336,2	Мергель доломитисто- известковый	68,2	5,2	26,6	-7,9	2,6
337,2	Мергель известковый	70,0	4,6	25,4	-7,9	2,6
338,1	Мергель глинистый доломитисто-известковый	34,1	7,2	58,7	-6,4	2,8
338,9	Глина	1,1	0,4	98,5	-7,7	0,0

Таблица 27. Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатном веществе визейских пород скв. Комаровка 91-з /10 (Волынская моноклиналь)

Примечание. Н.О. – нерастворимый остаток.

Карбонатный материал представлен раковинным детритом и пелитоморфным кальцитом, в гораздо меньшей степени доломитом.

Вариабельность изотопного состава карбонатных кислородаи углеродав разрезе небольшая (табл. 27). Значения δ^{18} О изменяются от -8,3 до -6,4 ‰; среднее составляет $-7,2 \pm 0,2$ ‰. Величины δ^{13} С находятся в пределах 0,0–3,4 ‰ (среднее 2,4 ± 0,3 ‰). Корреляция между δ^{18} О и δ^{13} С отсутствует.

Сочетание величин двух изотопных показателей представляется не вполне тривиальным: весьма легкий состав кислорода и довольно тяжелый – углерода [80].

Е.Л. Гроссман [223] суммировал многочисленные данные по изотопному составу кислорода раковин брахиопод из каменноугольных отложений ряда



Рис. 52. Фотографии шлифов пород михайловского горизонта визейского яруса из разреза скв. Комаровка 91 з/10 (н ||): *а*, б – известняк глинистый доломитистый с раковинным детритом, представленным остатками остракод, брахиопод, иглокожих, фораминифер, гл. 320,3 м; *в*, *г* – почти бескарбонатная глина с удлиненными по напластованию обугленными растительными остатками и округлыми пиритизированными копролитами, гл. 338,9 м; определение фаунистических остатков выполнено Д. П. Плаксом

районов мира. По этим данным, значения δ^{18} О на Северо-Американской и Русской платформах в большинстве своем находятся в диапазоне –5,0...0,1 ‰, а в образцах из Центральной и Западной Европы δ^{18} О нередко гораздо ниже, чем –5,0 ‰. Столь низкие цифры обычно объясняются постседиментационными изменениями отложений, прежде всего под влиянием метеогенных вод [201, 220, 297]. Как видим, значения δ^{18} О изучавшегося нами разреза попадают в эту категорию. В нашем случае мы, однако, не склонны идти в фарватере традиционных объяснений легкого изотопного состава кислорода. Вызывает сомнение, что существенно глинистые и плотные породы михайловского горизонта могли настолько существенно промываться несущими легкий кислород метеогенными подземными водами, чтобы было реализовано отношение масс вода–порода, необходимое при невысоких пластовых температурах (на глубинах 100–300 м) для образования карбоната с наблюдаемыми значениями δ^{18} О (–8,3…–6,4 ‰).

В этом контексте показателен пример, который нам предоставляют франские отложения в районе Витебска (Оршанская впадина, северо-восток Беларуси). Здесь пористые и кавернозные доломиты, являющиеся основным водоносным горизонтом региона, залегают на глубинах 25-50 м под четвертичными отложениями. Ясно, что на протяжении 370 млн лет эти карбонатные породы подвергались и продолжают подвергаться активному влиянию пресных метеогенных инфильтрационных вод. Каков же изотопный состав кислорода этих пород? По нашим данным (подробнее см. в п. 4.3 монографии), значения δ¹⁸О в них -8,2...-2,8 ‰ (среднее -5,8 ‰). Между тем значения δ¹⁸О, определенные в тщательно отобранных наиболее сохранившихся от постседиментационных изменений частях раковин брахиопод из верхнедевонских отложений США, Испании, Германии, Марокко, России (Сибирь) и Китая, составляют -6,0...-4,0 ‰ [223, 346, 357]. Эти цифры весьма близки таковым для франских пород района Витебска, которые, как уже сказано выше, длительное время находились в зоне инфильтрации. Таким образом, роль инфильтрационного катагенеза (или метеорного диагенеза в терминах американских и западноевропейских исследователей) представляется нередко преувеличенной.

В соответствии с одним из многочисленных и не сильно отличающихся друг от друга уравнений, связывающих изотопные составы кислорода воды, осаждающегося из нее карбоната и ее температуру [300], среднее значение δ¹⁸О в карбонатах визейских отложений изучавшегося разреза (-7,2 % PDB) соответствует δ¹⁸О воды, равному -4,4 ‰ (SMOW) при температуре 30 °C. Такой изотопный состав кислорода могла иметь вода опресненного моря. Например, в воде Азовского, Каспийского и Черного морей значения δ¹⁸О от -4,9 до -2,6 ‰ [98]. Опреснение визейского моря в районе наших исследований представляется весьма вероятным. Это была мелководная прибрежная акватория, к которой примыкала обширная суша (см. рис. 1), поставлявшая в морской бассейн континентальные потоки воды с изотопно-легким кислородом. Подтверждением существования таких потоков служат, в частности, существенно глинистый состав отложений (табл. 27), присутствие алевролитовых прослоев и наличие в породах гумусового органического вещества [71]. А температура воды в 30 °C для прибрежной мелкой части моря в тропических условиях, свойственных раннему карбону, вполне реальна. Таким образом, нами предполагается седиментационная природа изотопного состава карбонатного кислорода визейских пород.

Как же согласуется изотопный состав углерода с нашей трактовкой условий визейского осадконакопления, данной по изотопному составу кислорода? Известно, что континентальные водные потоки несут в море изотопно-легкий почвенный углерод. Но по нашим значениям δ^{13} С (в среднем 2,4 ‰) мы не видим соответствующего изотопного сигнала с суши, который был, очевидно, затушеван другими процессами. И главным из них был изотопный обмен растворенного в воде неорганического углерода с атмосферной CO₂. В очень мелководных бассейнах осадконакопления нередко возникают условия, благопри-

ятные для установления изотопно-обменного равновесия, при которых наиболее сильно проявляется термодинамический эффект фракционирования, приводящий к накоплению ¹³С в осаждающейся карбонатной фазе. Например, по данным X. Лоуенштама и C. Эпштейна [15], δ^{13} С карбонатных оолитовых осадков Багамской отмели, где допускается достижение изотопно-обменного равновесия, составляет 4,5 ‰. Заметим, кстати, что даже в пресноводных озерах изотопный обмен между растворенным неорганическим углеродом и углеродом атмосферной углекислоты может приводить к формированию карбонатов со значениями δ^{13} С, очень близкими к морским. Например, в озере Волосо на северо-западе Беларуси δ^{13} С раковин моллюсков достигает –0,9 ‰, а в среднем по 42-м определениям составляет –3,2 ‰ [79].

Не исключено, что исходные (седиментационные) значения δ¹³С в карбонатном веществе визейских отложений в некоторых случаях оказались сниженными из-за добавки диагенетических карбонатов, образовавшихся за счет сульфатредукции. Показателен образец глины из подошвы визейской толщи, в котором установлены самый легкий изотопный состав углерода и факт имевшей место сульфатредукции, приведшей к довольно интенсивной пиритизации органических остатков (табл. 27, рис. 52, *г*).

* * *

Таким образом, мы полагаем, что изотопный состав кислорода и углерода карбонатного вещества пород михайловского горизонта визейского яруса на крайнем юго-западе Беларуси сформировался главным образом в седиментогенезе. Осадконакопление происходило в очень мелкой прибрежной части моря. Вода бассейна седиментации была опресненной за счет водных потоков с суши и сильно прогревалась в тропических условиях.

Глава З

ИЗОТОПНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ДИАГЕНЕЗА

Одним из самых ярких процессов диагенеза является образование конкреций – округлых тел размером от нескольких миллиметров до метра и более, обособленных от вмещающей породы по составу и формирующихся в результате своеобразных процессов концентрирования вещества в осадке. Изучение изотопного состава химических элементов, слагающих конкреции, помогает раскрыть ряд особенностей их образования.

3.1. Изотопы углерода и кислорода – индикаторы условий образования карбонатных конкреций и пород желваковой фации в верхнедевонской толще Припятского прогиба

Несмотря на большое число публикаций по вопросам, касающимся механизма карбонатного конкрециеобразования и поведения стабильных изотопов в данном процессе, в сфере данной проблемы остаются вопросы, требующие внимания. Нашей целью было дать на материале Припятского прогиба информацию по трем таким вопросам [81].

Во-первых, в свете того что формирование большинства карбонатных конкреций сопряжено с процессом бактериальной сульфатредукции, было интересно в пределах одной осадочной толщи отдельно взятого региона провести сопоставление изотопных характеристик карбонатов из конкреций, где содержание сульфидов находится на уровне рассеянной примеси, и из конкреций, в которых сульфиды являются существенным компонентом. Мы полагали, что такое исследование может дать дополнительную информацию о характере связи изотопного состава карбонатов конкреций и интенсивности восстановительного процесса в осадке, в частности, оценить действенность механизма участия сульфатредукции в генерации изотопно-облегченного карбонатного кислорода [313].

Во-вторых, представляло интерес также использовать замечательное свойство конкреций расти концентрически в процессе погружения осадка, что дает возможность, изучая распределение стабильных изотопов по их внутреннему профилю, реконструировать последовательность геохимических событий в диагенезе. Исследования в этом направлении часто приводят к противоречивым результатам [16, 102, 122, 192, 202, 241].

В-третьих, представлялось актуальным на белорусском материале рассмотреть вопрос о природе распространенных во многих регионах желваковых глинистых известняков, объединяемых общим понятием известковой желваковой фации (литофации) [109]. Существует по крайней мере четыре модели, объясняющие генезис таких пород. Три из них предполагают первичный (седиментационный) характер известковых тел, которые в результате постседиментационных процессов меняют свою морфологию. Это может происходить либо в результате растворения и брекчирования непрерывных слабо литифицированных слоев, повторно выведенных в зону волновой эрозии [177, 234], либо в процессе растворения слоев под давлением в диагенезе и катагенезе [350], либо в ходе «осадочного будинажа», состоящего в разлинзовании слоев при гравитационном уплотнении [280]. Четвертая модель основана на том, что желваки и их слои возникают из литологически гомогенного глинисто-карбонатного осадка при диагенетическом перераспределении известкового вещества от зон с меньшим рН к зонам с большим рН, т.е. предполагается конкреционная природа этих образований [285, 334]. Сложность однозначного определения генезиса желваковой литофации приводит исследователей к мысли о том, что нет единого механизма формирования всех желваковых пород. Таким образом, каждый случай должен рассматриваться индививидуально.

3.1.1. Литологическая характеристика объектов изучения

Основными объектами изучения были карбонатные конкреции и вмещающие их породы из межсолевой нижнефаменской толщи Припятского прогиба в объеме задонского и елецкого надгоризонтов и петриковского горизонта (рис. 53, табл. 28, 29). Изучена также одна конкреция из карбонатного прослоя в верхней солевой толще (скв. Копцевичская С-531, лебедянский горизонт среднего фамена).

Седиментация межсолевых отложений протекала в зрелую фазу развития Припятского рифтового грабена и сопровождалась интенсивным прогибанием его центральной части [26]. В результате здесь сформировался маломощный (100–200 м) комплекс, обогащенный рассеянным органическим веществом глинисто-карбонатных депрессионных отложений (рис. 53). Депрессия глубиной до 700 м в центре задонско-елецко-петриковского бассейна была обрамлена зоной шельфа: терригенного – на юге, терригенно-карбонатного – на юго-западе, карбонатного – на севере и северо-западе. В шельфовой зоне накопились отложения большой мощности (300–1000 м). Северная часть прогиба в задонское время представляла собой область чередования фациальных обстановок мелкого (приразломные поднятия) и углубленного (приразломные опускания) карбонатного шельфа.

В елецкое и петриковское время восточная часть северной зоны прогиба оказалась охваченной процессом глубоководной седиментации. В северо-восточной части прогиба в елецкое время имела место интенсивная вулканическая деятельность.



Рис. 53. Фациальная зональность нижнефаменских отложений Припятского прогиба [26]: шельф: 1 – терригенный, 2 – теригенно-карбонатный, 3 – мелкий карбонатный, 4 – углубленный карбонатный, 5 – глубоководная депрессия с существенно глинистой седиментацией, 6 – зона накопления вулканогенно-осадочных отложений, 7 – зоны отсутствия отложений, 8 – глубинные краевые разломы, 9 – геологоразведочные площади, в пределах которых изучались конкреции и желваковые породы: 1 – Александровская, 2 – Ведричская, 3 – Ветхинская, 4 – Гостовская, 5 – Дубровская, 6 – Западно-Тишковская, 7 – Каменская, 8 – Кербецкая, 9 – Копцевичская, 10 – Ребусская, 11 – Северо-Домановичская, 12 – Северо-Малодушинская, 13 – Южно-Сосновская

Скважина	Глубина,м	Возраст	Объект	Содержание кальцита, %	Содержание доломита, %	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Ведричская 4	2641-2649	D ₃ el	к	72	11	-2,3	-7,3
	2641–2649	D ₃ el	п	15	13	0,5	-7,1
Ветхинская 9	3077–3084	D ₃ ptr	к	63	21	-12,4	-7,4
	3077-3084	D ₃ ptr	П	17	17	-0,8	-6,6
Гостовская 1	3070-3093	D ₃ ptr	к	61	26	-12,2	-6,0
	3070-3093	D ₃ ptr	П	4	13	0,5	-6,9
	3359-3381	D ₃ dm-zd	к	70	14	-1,2	-4,3
	3359-3381	D ₃ dm-zd	П	10	20	-0,1	-6,8

Таблица 28. Изотопный состав углерода и кислорода и карбонатность «бессульфидных» карбонатных конкреций (к) и вмещающих пород (п) межсолевой нижнефаменской толщи Припятского прогиба

Окончание табл. 28

Скважина	Глубина м	Возраст	Объект	Содержание	Содержание	δ¹³C, ‰	δ¹8Ο, ‰
Скважний	1 Jy Officia, M	Dospace	OOBERT	кальцита, %	доломита, %	(PDB)	(PDB)
Дубровская 1	2959–2961	D ₃ ptr	к	59	9	-4,3	-1,0
	2959–2961	D ₃ ptr	П	25	19	-1,1	-5,9
Западно-Тишков- ская 40	2823-2830	D ₃ ptr	к	66	17	-6,1	-7,5
Каменская 2	2390-2400	D ₃ el	к	Нет да	анных	-2,1	-3,6
	2390-2400	D ₃ el	к	Нет да	анных	-3,1	-4,6
	2390-2400	D ₃ el	к	Нет да	анных	-4,3	-6,3
	2390-2400	D ₃ el	п	Нет да	анных	-0,7	-4,1
Кербецкая 2	2531-2535	D ₃ ptr	к	6	41	-4,5	-5,2
	2531-2535	D ₃ ptr	к	18	46	-5,4	-5,9
	2531-2535	D ₃ ptr	к	16	43	-6,6	-9,3
	2531–2535	D ₃ ptr	п	Не обнару- жено	5	-4,0	-8,3
	2535-2538	D ₃ ptr	к	71	11	-4,8	-6,8
	2535-2538	D ₃ ptr	п	16	9	-2,0	-8,3
	2538-2542	D ₃ ptr	к	28	11	-5,1	-9,3
	2538-2542	D ₃ ptr	п	16	8	-1,7	-5,9
	2542-2545	D ₃ ptr	к	73	9	-9,2	-7,4
	2542-2545	D ₃ ptr	к	69	9	-10,0	-4,6
	2542-2545	D ₃ ptr	к	67	12	-10,4	-5,1
	2542-2545	D ₃ ptr	п	8	19	-1,4	-8,1
	2766-2776	D ₃ zd	к	59	8	-4,2	-4,2
	2766–2776	D ₃ zd	п	Не обнару- жено	9	-2,3	-7,1
Ребусская 2	2659–2672	D ₃ ptr	к	62	15	-4,8	-6,7
	2659–2672	D ₃ ptr	к	71	14	-5,0	-7,0
	2659–2672	D ₃ ptr	П	8	28	-2,5	-5,2
Северо-Доманович-	2455-2468	D ₃ el-ptr	к	70	7	-3,1	-5,1
ская 37	2455-2468	D ₃ el-ptr	п	10	30	-1,2	-5,8
Северо-Малодушин-	3994-4001	D ₃ zd	к	Нет данных		-7,5	-7,9
ская 8	3994-4001	D ₃ zd	к	Нет данных		-8,8	-9,2
	3994-4001	D ₃ zd	к	Нет данных		-9,6	-8,5
	3994-4001	D ₃ zd	п	Нет да	анных	-0,1	-7,0
Южно-Сосновская 50	4224-4246	D ₃ el	К	65	14	-3,4	-5,4
	4224-4246	D ₃ el	П	26	29	-0,9	-8,3

Примечание. Индексы стратиграфических подразделений фаменского яруса верхнего девона: $D_3 dm - домановичский горизонт, D_3 zd - задонский надгоризонт, D_3 el - елецкий надгоризонт, D_3 ptr - петриковский горизонт.$

Таблица 29. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных конкреций с сульфидными оторочками (к) и вмещающих пород (п) петриковского горизонта межсолевой нижнефаменской толщи, Припятский прогиб, Северо-Малодушинская площадь (скв. 8)

Глубина, м	Объект	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
3637–3640	К	-2,3	-8,7
	П	-0,2	-8,2
3647–3649	К	-6,8	-9,0
	к	-6,8	-8,7
	К	-5,6	-8,3
	П	-3,1	-7,9
3649-3651	К	-5,9	-10,2
	К	-10,9	-12,5
	К	-7,3	-11,5
	П	-3,5	-8,6
3651-3652	к	-4,8	-8,3
	К	-4,5	-10,1
	П	-2,6	-10,4
	П	-4,3	-10,1
3652-3654	к	-5,8	-10,8
3662-3664	к	-9,2	-12,5
	к	-6,3	-8,8
	П	-3,2	-9,3
3664–3665	к	-4,8	-10,0
3665–3667	К	-5,3	-10,2
	к	-5,0	-8,3
	К	-4,1	-9,5
	к	-5,0	-7,8
	П	-2,8	-8,7
3667–3668	к	-5,0	-8,7
3668–3672	К	-5,2	-11,5
	к	-3,3	-8,8
	К	-5,0	-10,5
	К	-4,5	-9,0
	П	-1,4	-6,2
	П	-1,2	-6,2
	П	-1,4	-7,3
	П	-1,5	-7,3
	П	-0,9	-6,7
	П	-1,0	-6,6
	П	-3,1	-9,3
3672–3675	К	-7,2	-8,8
	К	-6,3	-8,3
	П	-1,5	-8,0

Межсолевая толща – едва ли не единственный конкрециеносный комплекс во всем мощном карбонатном разрезе Припятского прогиба, что связано с широким развитием здесь депрессионных и углубленно-шельфовых отложений, к которым преимущественно и приурочены конкреции. Эта приуроченность обусловлена повышенным содержанием органического материала (C_{opr} 0,8– 2,5 % и выше) в отложениях данных типов, которое стало одной из причин высокой восстановленности пород (1,5–6,5 мг O₂/100 мг в пересчете на бескарбонатное вещество) и существенной концентрации сульфидной серы (0,4– 2,2 %) [26]. Наибольшее количество конкреций присутствует в верхней, более глинистой, части межсолевой толщи (елецкие и петриковские отложения); меньше конкреций в породах задонского надгоризонта.

Породы, вмещающие изученные конкреции, представлены мергелями, карбонатными глинами и аргиллитами, а сами конкреции – известняками, глинистыми известняками, реже – мергелями. Размер конкреций достигает 15 см, их форма линзовидная, эллипсоидная, лепешковидная, располагаются они согласно слоистости вмещающих пород (рис. 54, *a*).

Интересной разновидностью изученных карбонатных конкреций являются конкреции с пиритовыми оторочками, имеющими ширину от долей до нескольких миллиметров (рис. 54, *б*, табл. 29). Такими конкрециями переполнены мергели и карбонатные аргиллиты петриковского горизонта Северо-Малодушинской площади (скв. 8, гл. 3647–3668 м). Подобные образования исследованы в отложениях лейаса северо-восточной Англии [192] и девона штата Нью-Йорк, США [202].

Разница в общей карбонатности конкреций и вмещающего субстрата составляет для изученных образцов в среднем 47 ± 3 %. Увеличение карбонатности обеспечивается почти во всех случаях добавкой известкового вещества: средняя разница между содержанием кальцита в конкрециях и породах равна



Рис. 54. Известковые конкреции из межсолевых отложений Припятского прогиба: *a* – огибание конкреций слоями вмещающей породы, скв. Дубровская 5, гл. 2956–2958 м, задонский надгоризонт, керн (нат. вел.); *б* – конкреция с пиритовой оторочкой, скв. Северо-Малодушинская 8, гл. 3668–3675 м, петриковский горизонт, аншлиф в проходящем свете (ув. 5)



Рис. 55. Характерные текстуры пород желваковой литофации, скв. Северо-Малодушинская 8, задонский надгоризонт, керн (светлое – известковый материал, темное – известковоглинистый): *а* – гл. 3918–3926 м, *б* – гл. 3956–3963 м, *в* – гл. 3994– 4001 м

 46 ± 4 %, а отношение CaO/MgO всегда возрастает от вмещающей породы к конкреции. Это свидетельствует о том, что основным конкрециеобразователем в межсолевых отложениях Припятского прогиба был кальцит. Отношение содержаний кальцит/доломит в конкрециях в среднем составляет 4,7 ± 0,6.

Еще одним объектом исследований были широко развитые в разрезе верхнедевонских (главным образом межсолевых, реже подсолевых) отложений желваковые глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые породы. Они слагаются часто чередующимися волнистыми (с раздувами и пережимами) слойками (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) и послойно расположенными линзами (желваками) известкового материала, погруженными в более глинистую массу.

Для изотопного изучения данных образований был выбран межсолевой разрез скв. Северо-Малодушинская 8, в задонском горизонте которого широко представлены породы с разнообразными сочетаниями известкового и известково-глинистого материала (рис. 55, табл. 30). Один из образцов желваковых пород этой серии включал типичную конкрецию, что дало возможность сопоставить изотопные характеристики желвакового и конкреционного карбонатов в одной и той же фациальной обстановке. Было также изучено два образца желваковых известняков подсолевой толщи (воронежский горизонт франского яруса) из скв. Александровская 16.

Глубина, м	Компонент	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		
Скі	з. Северо–Мал	одушинская 8, 1	D ₃ zd		
3918–3922	И	-2,3	-9,6		
	ИГ	-2,7	-10,1		
3922–3926	И	-2,1	Нет данных		
	И	-1,7	-8,3		
	И	-1,6	-7,2		
	ИГ	-1,3	-8,3		
	ИГ	-1,9	-7,0		
	ИГ	-1,5	-8,2		
3956-3958	И	-1,1	-6,3		
	ИГ	-0,9	-7,6		
	ф	-0,9	-4,6		
	ф	-1,6	-7,5		
3958-3960	И	-1,4	-6,1		
	И	-0,6	-6,6		
	И	-0,7	-7,1		
	И	-1,0	-6,8		
	И	-0,9	-7,6		
	ИГ	-1,2	-6,6		
	ИГ	-0,3	-6,1		
	ИГ	-0,8	-6,6		
	ф	-0,4	-6,9		
	ф	-1,2	-4,6		
3960-3963	И	-1,0	-6,1		
	И	-0,7	-8,1		
	И	-1,1	-6,7		
	ИГ	-0,9	-6,0		
	ИГ	-1,6	-9,3		
3994-4001	И	0,1	-6,3		
	И	-0,5	-7,6		
	И	0,3	-8,0		
	ИГ	-0,7	-7,7		
	ИГ	0,1	-5,2		
	К	-9,6	-8,5		
4001-4008	И	-0,6	-5,6		
	ИГ	0,3	-4,7		
Скв. Александровская 16, D ₃ vr					
3605–3613	И	-2,1	-9,1		
	ИГ	-1,2	-8,4		

Таблица 30. Изотопная характеристика верхнедевонских пород желваковой фации Припятского прогиба

Окончание 1	табл.	30
-------------	-------	----

Глубина, м	Компонент	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
3613–3621	И	-2,2	-11,5
	И	-1,8	-11,1
	И	-2,4	-9,1
	ИГ	-1,2	-8,7
	ИГ	-2,3	-10,9
	ИГ	-1,9	-11,1

П р и м е ч а н и я: и – известковый компонент желваковых пород, иг – известковоглинистый компонент, к – конкреция, ф – заполнения полостей от фаунистических остатков; индексы стратиграфических подразделений верхнего девона: D₃zd – задонский надгоризонт фаменского яруса, D₃vr – воронежский горизонт франского яруса.

3.1.2. Изотопный состав углерода и кислорода «бессульфидных»* и сульфидсодержащих конкреций

Результаты измерений изотопного состава кальцита конкреций и вмещающих их пород представлены в табл. 28, 29, 31. Изотопный состав углерода конкреций оказался существенно более легким, чем вмещающих пород; причем облегчение углерода в конкрециях имеет место для всех без исключения пар конкреция–порода. Облегчение изотопного состава углерода конкреций по сравнению с вмещающими отложениями отмечается многими исследователями [16, 153, 192, 241 и др.]. Оно, несомненно, связано с вовлечением изотопно-легкой углекислоты, выделяющейся при разложении (окислении) рассеянного органического вещества, в процесс диагенетического конкрециеобразования.

К генерации изотопно-легкого CO₂ ведет как аэробное, так и анаэробное окисление органического материала. В межсолевой толще Припятского прогиба главное значение, по-видимому, имел анаэробный процесс, т.е. бактериальное окисление органического вещества кислородом сульфатов поровых растворов, связанное с сульфатредукцией. Об этом свидетельствует, в частности, то большая, то меньшая пиритизация конкреций и вмещающих отложений.

Изотопный состав кислорода кальцита конкреций практически идентичен таковому вмещающих пород (табл. 31). Причем значения δ¹⁸О и для конкреций (в среднем –7,9 ‰ PDB), и для пород (–7,4 ‰) несколько ниже, чем свойственны фаменским карбонатам (порядка –5 ‰) в соответствии с глобальными хемостратиграфическими данными [223]. Это может быть связано с двумя основными причинами. Первая из них – стабилизация вмещающего осадка и карбонатного материала конкреций в условиях позднего диагенеза,

^{*} Так мы условно называем конкреции, где лишь иногда может быть микроскопически обнаружена незначительная рассеянная пиритизация.

когда изотопный состав кислорода поровых вод несколько облегчился из-за изотопного обмена с новообразующимися глинистыми минералами [355]. Вторая причина – катагенетическая перекристаллизация карбонатного материала при повышенных температурах. Ниже будет показано, что определенную роль в облегчении состава кислорода мог сыграть и процесс восстановления сульфатов.

Таблица 31. Статистические характеристики изотопного состава углерода и кислорода карбонатных конкреций, вмещающих пород и компонентов известковой желваковой литофации верхнедевонской толщи Припятского прогиба

Объект		δ^{13} C, ‰ (PDB)			δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		
		\overline{x}	x _{min}	x _{max}	\overline{x}	x _{min}	x _{max}
«Бессульфидные» конкреции	25	-6,0	-12,4	-1,2	-6,2	-9,3	-1,0
Вмещающие их породы	15	-1,2	-4,0	0,5	-6,8	-8,3	-4,1
Конкреции с сульфидными оторочками	24	-5,7	-10,9	-2,3	-9,6	-12,5	-7,8
Вмещающие их породы	15	-2,1	-4,3	-0,2	-8,1	-10,4	-6,2
Конкреции в целом	49	-5,9	-12,4	-1,2	-7,9	-12,5	-1,0
Вмещающие породы в целом	30	-1,7	-4,3	0,5	-7,4	-10,4	-4,1
Известковый компонент желваковых пород	21	-1,2	-2,4	0,3	-7,8	-11,5	-5,6
Известково-глинистый компонент желваковых пород	17	-1,2	-2,7	0,3	-7,8	-11,1	-4,7

Примечание. n – число определений, \overline{x} , x_{max} – среднее арифметическое, минимальное и максимальное значения.

Рассмотрим более детально и сопоставим изотопный состав углерода и кислорода кальцита в «бессульфидных» конкрециях, в конкрециях с пиритовыми оторочками и в породах, вмещающих эти образования.

Диапазон вариаций величин δ^{13} С кальцита «бессульфидных» конкреций весьма значителен (табл. 31). Важно обсудить вопрос о причинах столь разной степени облегченности углерода, входящего в состав кальцита конкреций. Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис [153] установили зависимость величины δ^{13} С карбонатных конкреций от концентраций изотопно-тяжелого седиментационного карбонатного материала в осадке, разбавляющего в большей (доманиковый тип диагенеза) или меньшей (баженовский тип) степени изотопно-легкий органогенный диагенетический карбонат. Наши данные подтверждают и несколько уточняют этот вывод.

С целью выяснения причин сильных флуктуаций изотопного состава углерода конкреций в межсолевой толще Припятского прогиба мы провели сопоставление величин δ^{13} С и показателей карбонатности для небольшой выборки «бессульфидных» конкреций и вмещающих их пород. Оказалось, что по степени облегченности углерода конкреций (К) относительно вмещающих пород (П), рассчитанной по разнице значений $|\delta^{13}C_k - \delta^{13}C_n|$, отчетливо выделяются две группы конкреций: для первой – величина облегчения изотопного состава углерода составляет 0,5–3,4 ‰ (в среднем 2,2 ± 0,2 ‰), для второй – 7,8–12,7 ‰ (9,9 ± 0,9 ‰). Интересно, что конкреции первой группы обогащены кальцитом (основным конкрециеобразователем) по сравнению с вмещающим субстратом в среднем на 41,3 ± 6,0 %, а второй – на 57,6 ± 3,2 %. В то же время содержание кальцита в породах, вмещающих конкреции этих групп, почти одинаковое: 12,6 ± 2,9 % – для первой и 9,7 ± 3,8 % – для второй. Таким образом, облегченность углерода в конкрециях зависит не столько от карбонатности исходного осадка, сколько от степени обогащения конкреций конкреций конкреции материалом по сравнению с вмещающими, т.е. от интенсивности поставки в систему органогенной углекислоты.

Что касается вариаций распределения изотопного состава кислорода кальцита в «бессульфидных» конкрециях и вмещающих породах, то здесь существенны два момента: довольно широкий диапазон флуктуаций величин δ^{18} О в конкрециях и облегченность кислорода конкреций по сравнению с породами, отмечаемая примерно в 40 % случаев (см. табл. 28, 31).

Обратимся к конкрециям с пиритовыми оторочками. Местоположение этих оторочек (рис. 54, б) свидетельствует о том, что процесс конкрециеобразования был почти полностью ограничен временем нахождения осадка в зоне сульфатредукции. Это замечание существенно, потому что в некоторых случаях на изотопный состав конкреций может влиять углекислота из зоны метаногенерации, расположенной глубже [192, 202, 241].

Значительная пиритизация конкреций описываемого типа с учетом отсутствия причин ощутимых флуктуаций содержания железа в довольно однородном глинисто-карбонатном осадке наводит на мысль о большей активности сульфатредукционного процесса при их образовании, чем при формировании «бессульфидных» конкреций. Посмотрим, отражается ли это на их изотопных характеристиках.

Оказалось, что по изотопному составу углерода сульфидсодержащие конкреции не отличаются от «бессульфидных» (табл. 28, 29, 31). Разница величин $|\delta^{13}C_{K} - \delta^{13}C_{\Pi}|$ для конкреций с пиритовыми оторочками (среднее значение 3,3 ± 0,5, пределы 1,2–5,3 ‰) занимает промежуточное положение между соответствующими значениями для двух описанных выше групп «бессульфидных» конкреций (с менее и более облегченным составом углерода относительно вмещающих пород). Более интересны результаты измерения изотопного состава кислорода сульфидсодержащих конкреций. Здесь он почти в 90 % случаев легче, чем для вмещающих пород. Возможно, это связано с более активным, чем в случае с «бессульфидных» конкрециями, протеканием сульфатредукции, которая сопровождается мобилизацией изотопно-легкого кислорода из органического вещества [313].

3.1.3. Распределение значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ внутри конкреций*

Обнаруживается существенная разница в распределении изотопных характеристик кальцита по профилю «бессульфидных» и сульфидсодержащих конкреций Припятского прогиба (табл. 32).

Местоположение конкреции в разрезе	Динамика изотоп центра к периф	Динамика изотопного показателяот центра к периферии конкреции		
	$\delta^{13}C$	δ18Ο		
Конкреции с сульфидными оторочками из Пр скв. Северо-Малодушинская 8, петриковский гор	рипятского пр ризонт фаменсн	огиба, сого яруса		
Гл. 3647–3649 м	Падает	Падает		
Гл. 3649–3651 м	Растет	Растет		
Гл. 3651–3652 м	Падает	Растет		
Гл. 3662–3664 м	Падает	Падает		
Гл. 3665–3667 м	Падает	Падает		
Гл. 3665–3667 м	Растет	Падает		
Гл. 3668–3672 м	Растет	Растет		
Гл. 3672–3675 м	Падает	Падает		
«Бессульфидные» конкреции из отложений фаменского яруса Припятского прогиба				
Скв. Каменская 2, гл. 2352–2355 м, елецкий надгоризонт	Растет	Растет		
Скв. Копцевичская С-531, гл. 1200–1210 м, лебедянский горизонт	Растет	Растет		
Скв. Северо-Малодушинская 8, гл. 3994–4001 м, задонский надгоризонт	Растет	Не меняется		
Сульфидсодержащие конкреции из девонских отложен Нью-Йорк, США [202]	ий центрально	ой части штата		
Формация Генесео	Растет	Падает		
Формация Генесео	Растет	Падает		
Формация Лудлоувиль	Падает	Падает		
Формация Марселлюс	Падает	Растет		
Формация Марселлюс	Растет	Падает		
Формация Марселлюс	Падает	Падает		
Формация Марселлюс	Падает	Растет		
Формация Москоу	Растет	Падает		
Формация Скэйнателес	Падает	Не меняется		

Таблица 32. Изменение изотопного состава углерода и кислорода известковых конкреций по их внутреннему профилю

* Отбор материала по профилю конкреций осуществлялся полым сверлом после распиливания образцов на пластинки.

Окончание табл. 32

Местоположение конкреции в разрезе	Динамика изотопного показателяот центра к периферии конкреции				
	δ13C	$\delta^{18}O$			
Конкреции с сульфидными оторочками из нижнеюрской толщи северо-восточной Англии [192]					
Нет сведений	Растет Падает				
Нет сведений	Растет Падает				
Конкреции из меловых отложений [241]					
Нет сведений	Растет Падает				
Нет сведений	Растет Падает				

Во всех изученных нами «бессульфидных» конкрециях изотопный состав углерода утяжеляется от центра к периферии. Такая тенденция была давно установлена для кальцит-сидеритовых конкреций из байосских отложений Дагестана [16] и карбонатных конкреций из илов Калифорнийского залива [102]. Э. М. Галимов и Ю. П. Гирин объяснили ее следующим образом. По мере развития процесса окисления органического вещества, который на начальном этапе формирования конкреции определяет доминирование в системе очень легкого органогенного бикарбоната, рН поровой воды падает. Это приводит к растворению карбоната вмещающих осадков и вовлечению изотопно-тяжелого углерода этого карбоната в процесс конкрециеобразования. Похожую трактовку тенденции увеличения значений δ^{13} С от внутренних к внешним частям конкреций дал также Дж. Хадсон [241] (табл. 32).

Иное распределение величин δ^{13} С наблюдается для конкреций с сульфидными оторочками в Припятском прогибе. Здесь в пяти из восьми исследованных образцов изотопный состав углерода становится к периферии конкреций более легким (табл. 32). Облегчение изотопного состава углерода к краям конкреций в пяти из девяти случаев отметили Р. Дикс и Г. Муллинс и в девонской толще США [202]. Во всех изученных ими конкрециях присутствовал пирит, в том числе в виде внешней каймы.

Изотопный состав кислорода кальцита распределяется внутри конкреций Припятского прогиба следующим образом. В одной из трех изученных «бессульфидных» конкреций он не изменяется от центра к краю; в двух других в этом направлении величина δ^{18} О возрастает (табл. 32). В конкрециях с пиритовыми оторочками изотопный состав кислорода от внутренних частей к внешним облегчается в пяти случаях из восьми. Снижение величины δ^{18} О в этом направлении имеет место также для нижнеюрских конкреций Англии, окаймленных пиритом [192], и в шести конкрециях из девяти изученных такого же типа из девонских отложений штата Нью-Йорк [202].

При совместном рассмотрении поведения значений δ^{13} С и δ^{18} О внутри сульфидсодержащих конкреций Припятского прогиба оказывается, что в четы-

рех из восьми случаев от центра к краям происходит облегчение изотопного состава и углерода, и кислорода, а в пяти – одного из этих элементов.

Таким образом, в результате изучения верхнедевонских отложений Припятского прогиба выявляется, что в «бессульфидных» конкрециях величины δ^{13} С и δ^{18} О от центра к периферии увеличиваются, в конкрециях с пиритовыми оторочками – преимущественно снижаются. С учетом роли бактериальной сульфатредукции в образовании карбонатов с облегченным изотопным составом углерода [16, 104] и кислорода [313] мы склонны объяснять разницу в распределении значений δ^{13} С и δ^{18} О внутри «бессульфидных» и сульфидсодержащих конкреций флуктуациями активности сульфатредукционного процесса, развивавшегося в осадке. «Бессульфидные» конкреции формировались в условиях затухания этого процесса, в результате чего в наращивании их массы принимало участие все меньшее количество органогенного бикарбоната, и он все больше разбавлялся морским. При образовании сульфидсодержащих конкреций имела место активизация процесса сульфатредукции на конечных этапах роста, минералогическим следствием чего явилась сильная пиритизация внешнего контура.

Отмеченную особенность распределения величин δ^{13} С и δ^{18} О внутри конкреций двух изученных типов следует рассматривать лишь как доминирующую тенденцию. Об этом свидетельствуют отклонения от нее, установленные как нами, так и другими исследователями [202 и др.]. Причины этих отклонений могут быть разными и требуют специального изучения. Приведем в качестве примера оригинальную трактовку «нелогичного» увеличения значений δ^{13} С от центра к периферии конкреций с пиритовыми оторочками из нижнеюрских отложений Англии (табл. 32). М. Колман и Р. Райсвелл [192] связали это явление с заполнением пор, сохранившихся в краевых частях, изотопнотяжелым ферментационным карбонатом. По их мнению, это произошло уже после того, как сформировавшиеся конкреции погрузились ниже подошвы зоны сульфатредукции.

3.1.4. Природа желваковой литофации: конкреции или деформированные слои?

Результаты измерений величин δ^{13} С и δ^{18} О кальцита различных компонентов пород желваковой литофации даны в табл. 30. Оказалось, что значения δ^{13} С известковой и известково-глинистой составляющих желваковых пород практически не различаются и типичны для морских седиментационных карбонатов. Величины δ^{18} О этих компонентов пород также почти одинаковы, но они, как и для большинства девонских карбонатных пород Припятского прогиба [47], заметно снижены относительно глобальных хемостратиграфических оценок для наименее измененных верхнедевонских карбонатов (-6...-4 ‰) [223]. Изотопно-кислородная облегченность кальцита желваковых пород может быть связана, на наш взгляд, с позднедиагенетической стабилизацией осадка в среде поровых растворов, имевших облегченный состав кислорода из-за обмена с новообразующимися глинистыми минералами [355], и катагенетической перекристаллизацией при повышенных или высоких температурах. На действенность второго из названных факторов указывает разница в значениях δ^{18} О желваковых образований на Северо-Малодушинской (в среднем –7,0 ‰) и Александровской (–10 ‰) площадях (см. табл. 30, рис. 53). На последней эти породы входят в состав вулканогенно-осадочной формации; здесь геотемпературный режим перекристаллизации был более напряженным, чем в других зонах Припятского прогиба.

Несмотря на преобразования желваковых отложений в диа- и катагенезе, изотопный состав их углерода практически не изменился с момента седиментации, поскольку углеродный резервуар системы порода–вода–газ состоит преимущественно из осадочного карбонатного углерода [241].

Совершенно очевидно (см. табл. 28–31), что изотопная характеристика известковой желваковой литофации существенно отличается от таковой карбонатных конкреций, которым по сравнению со вмещающими породами присущ более легкий состав углерода во всех изученных образцах. Не составляет исключения и конкреция из желвакового известняка (табл. 30).

Не вызывает сомнений, что формирование девонских желваковых образований Припятского прогиба связано с постседиментационным перераспределением карбонатного и глинистого вещества. Но оставалось неясным, как осуществлялось это перераспределение: в результате конкреционного процесса или «механически» – путем деформирования полулитифицированных известковых слойков. Попытки объяснить с позиций классической литологии, как происходило это перераспределение в девонских отложениях прогиба, привели к противоречивым выводам. Так, Р. С. Сахибгареев [121, с. 55], обращая внимание на сложность трактовки генезиса желваковых линз из керна, писал, что «... первое же сопоставление их с лепешковидными и караваевидными явными конкреционными образованиями наводит на мысль о их конкреционной природе ...». Другие исследователи, в число которых входим и мы, считают, что в девонской межсолевой толще «карбонатные прослои превращены в четковидную систему уплощенных желваков» [26, с. 50].

Вышеизложенные изотопные данные подтверждают точку зрения о том, что карбонатные компоненты желваковой литофации в Припятском прогибе не конкреции, а деформированные при уплотнении слои. Вопрос о том, как это деформирование осуществлялось, требует дополнительного изучения.

* * *

Основные выводы, полученные в результате исследования карбонатных конкреций и пород желваковой фации верхнедевонской толщи Припятского прогиба, сводятся к следующему.

1. Кальцит конкреций характеризуется меньшим содержанием ¹³С, чем известковый вмещающий субстрат, что связано с участием в конкрециеобразовании углекислоты, образующейся в результате бактериальной сульфатредукции. Разница между величинами δ^{13} С конкреций и вмещающих пород сильно варьирует (0,5–12,7 ‰) и зависит от доли конкрециеобразователя в веществе конкреции.

2. Значения δ^{18} О кальцита сульфидсодержащих конкреций почти в 90 % случаев более низкие, чем для вмещающих пород. Это обстоятельство, а также распределение величин δ^{18} О по профилю конкреций, вероятно, свидетельствуют об участии легкого кислорода, мобилизуемого при сульфатредукции из органического вещества, в формировании состава конкреционного карбоната.

3. Распределение величин δ^{13} С и δ^{18} О внутри конкреций указывает на то, что конкреции с пиритовыми оторочками росли преимущественно в условиях интенсификации, а «бессульфидные» – в условиях затухания сульфатредукционного процесса: в первых изотопный состав углерода и кислорода не менее чем в половине случаев облегчается от центра к краям, а во вторых – происходит утяжеление изотопного состава обоих элементов в этом направлении.

4. Значения δ¹³С карбонатного и карбонатно-глинистого компонентов известковой желваковой литофации практически одинаковы. Карбонатные тела желваковой литофации – не конкреции, а деформированные слои.

3.2. Изотопы серы сульфидных конкреций в угленосных отложениях карбона и юры Беларуси – индикаторы условий торфообразования

В угленосных отложениях нижнего и среднего карбона и средней юры, распространенных в Припятском прогибе и на прилегающих структурах, встречаются пиритовые конкреции (стяжения). Они обнаруживаются как в породах, ассоциирующих с бурыми углями, так и в самих углях. Стяжения имеют размер 1–5 см и массивную текстуру. Почти все они содержат песчано-алевритовую примесь в связи с их преимущественной приуроченностью к песчаноалевритовым прослоям и опесчаненным разностям углей. Представляло интерес сравнить изотопный состав серы конкреционного пирита из карбоновых и юрских отложений, в составе которых торф (предшественник угля) накапливался в неодинаковых палеогеографических условиях [1, 84].

Оказалось, что изотопный состав сульфидной серы в юрской толще существенно более легкий, чем в карбоновой (табл. 33, 34). Доверительные границы среднего значения δ^{34} S для уровня значимости 0,05 составляют соответственно –34,6...–24,8 ‰ и –19,4...–9,2 ‰.

Бесспорно, что существенное количество сульфидной серы в угленосных разрезах сопряжено с влиянием морского сульфата и его бактериальным восстановлением [54, 55, 156, 321]. Так, пирит и марказит в современных (континентальных) торфяниках Беларуси практически не встречаются, а в торфяниках приморских маршей присутствуют, поскольку содержание сульфата в пресной и морской воде несопоставимо. Поэтому резонно полагать, что различие в изотопных характеристиках сульфидной серы карбоновых и юрских разрезов Беларуси обусловлено спецификой воздействия морской воды на соответствующие торфяные (или угольные пласты).

Скважина	Глубина, м	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)			
Западная часть Припятского прогиба					
Боровская 11	136	-24,9			
Боровская 27	155	-36,3			
Боровская 27	155	-37,3			
Боровская 128	133	-26,8			
Копаткевичская 524	200	-34,4			
Копаткевичская 524	200	-35,7			
Копаткевичская 542	188	-29,2			
Лельчицкая 566	122	-29,7			
Туровская 186	120	-29,3			
Червоноозерская 44	276	-11,6			
Червоноозерская 213	213	-28,0			
Южная часть Жлобинской седловины					
Еленецкий объект, скв. 478	269	-33,9			
Жлобинский объект, скв. 593	134	-36,9			

Таблица 33. Изотопный состав серы пиритовых конкреций в среднеюрских (байосско-батских) угленосных отложениях Беларуси

Таблица 34. Изотопный состав серы пиритовых конкреций в угленосных отложениях карбона юго-западной части Припятского прогиба

Скважина	Глубина, м	Возраст	$\delta^{34}S, \%$ (CDT)
Лельчицкая 566	350	Нижний карбон, визейский ярус, бобриковский горизонт	-10,3
Лельчицкая 569	339	Нижний карбон, визейский ярус, веневский горизонт	-13,0
	336	То же	-10,3
	281	Средний карбон, башкирский ярус, припятская свита	-23,1

Карбоновый бассейн углеобразования в Припятском прогибе – паралический [1]. Процесс торфонакопления здесь протекал в условиях частой смены континентальных обстановок морскими. Так, изученные нами пириты из веневского горизонта и припятской свиты скв. Лельчицкая 569 приурочены к угольным прослоям, ассоциирующим с морскими карбонатными породами, а пиритовое стяжение из континентальных бобриковских отложений скв. Лельчицкая 566 взято лишь на три метра глубже подошвы тульского горизонта, в составе которого наряду с терригенными породами встречаются известняки.

Юрский (байосско-батский) бассейн угленакопления – типично континентальный, представленный фациями пойм рек и зарастающих озерных водоемов [1]. Поскольку в пределах рассматриваемой нами главным образом западной части Припятского прогиба в раннем келловее сохранялись континентальные условия, то источником морской воды, поступавшей в юрские торфяники

(или уже угли), могли быть постраннекелловейские бассейны осадконакопления. Для разных участков территории, характеризующейся неполнотой мезозойских разрезов, можно допустить проникновение в байосско-батские отложения вод средне-позднекелловейского, оксфордского, мелового и даже эоценового морей. Проиллюстрируем эту возможность анализом стратиграфической позиции некоторых исследованных нами образцов пиритовых конкреций из байосско-батских угольных пластов. В скв. Боровская 27 образец отстоит от подошвы заведомо морских эоценовых глауконитовых песков на 46, а в скв. Лельчицкая 566 – всего на 13 м. В скв. Боровская 11 и Боровская 128 отложения средней юры перекрываются верхнемеловыми; образцы отобраны в 30 и 18 м соответственно от подошвы последних. Естественно, речь не идет о том, что пиритовые стяжения образовались под воздействием нисходящих морских растворов, мигрировавших строго вертикально. Однако тот факт, что в ходе постраннекелловейских трансгрессий морские воды по литологическим окнам неоднородного мезозойского разреза проникали в байосско-батские отложения, где формировались сложные пути миграции подземных талассогенных вод, сомнения не вызывает. Положение сульфидных конкреций в угленосных разрезах карбона и юры Беларуси на фоне фациальных особенностей отложений в общем виде показано на рис. 56.

Таким образом, коренное различие способа влияния морской воды на торфяное (угольное) вещество карбоновых и юрских разрезов состоит в следующем. Карбоновые торфяные залежи были насыщены морской водой вскоре после начала их формирования; в ряде случаев, по-видимому, захоронение исходной растительной массы осуществлялось сразу в среде морской воды,



Рис. 56. Принципиальная схема размещения пиритовых конкреций в карбоновых и юрских угленосных разрезах Беларуси на фоне фациальной зональности отложений

возможно, в какой-то степени разбавленной пресной водой. В байосско-батские же отложения морская вода поступала гораздо позднее, чем здесь сформировались и были погребены залежи торфа, который в ряде случаев был уже углефицирован. Взаимодействие морской воды с юрским торфяным и угольным веществом, в отличие от отложений карбона, было неповсеместным и определялось фильтрационной неоднородностью разреза.

Подтверждением намеченной схемы взаимодействий в системе морская вода-торф (уголь) является распределение пиритной серы в углях. Петрографические наблюдения показывают, что наряду с крупными пиритовыми конкрециями в карбоновых углях отмечается, а в юрских отсутствует сплошная зараженность сульфидными микроконкрециями (размером в первые миллиметры). На повсеместную насыщенность морской водой карбоновых торфяников, в отличие от юрских, указывают и данные химического анализа технологических проб углей (Л. Ф. Ажгиревич, 1967 г.). Общая сернистость, которая в основном представлена сульфидной серой, оценивается в 4–11 % для карбоновых углей и в 0,4–5,6 % – для юрских.

В свете изложенного и учитывая, что чем ниже скорость сульфатредукции, тем сильнее фракционирование изотопов, направленное на накопление ³²S в сульфиде [23], главной причиной более легкого изотопного состава серы пиритовых стяжений юрских разрезов, чем карбоновых, нам представляется значительно меньшая скорость протекания в первых восстановительного процесса. Торф, особенно на ранних этапах гелификации, представляет собой исключительно активный органический материал, содержащий большое количество низкомолекулярных соединений, которые могут использоваться сульфатредуцирующими бактериями в качестве источника энергии [54, 55, 321]. Эта возможность была активно реализована в торфяных залежах паралического карбонового бассейна. Что же касается реакционной способности материала юрских торфов, то к моменту его взаимодействия с морским сульфатом она была существенно снижена в результате химических превращений, сопровождавших углефикацию [321].

Не полностью ли потеряли юрские торфы к этому времени способность быть субстратом для сульфатредуцирующих бактерий? Ведь с момента их накопления в пресноводных континентальных водоемах до начала контактирования с морской водой на разных участках территории могли пройти миллионы и даже десятки миллионов лет. В этой связи отметим, что по степени преобразованности юрские бурые угли (B_1-B_2) недалеко отстоят от торфа [1], а на момент взаимодействия с морской водой эта преобразованность была, очевидно, ниже. Кроме того, известно [73], что в состав кислородсодержащих соединений бурых углей входит около 9 % карбоксильных, 10 % гидроксильных и 5 % карбонильных групп – тех веществ, которые необходимы для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий [7]. Подтверждением возможности бактериальной сульфатредукции на буроугольном субстрате служат также многократно описанные проявления этого процесса на инфильтрационно-эпигенетических месторождениях урана [6, 70].

Важный фактор формирования изотопного состава серы сульфидов – степень открытости системы по сульфат-иону (величина сульфатного резерва). Чем более открыта система, тем сильнее разделяются изотопы, тем выше концентрация легкого изотопа в образующемся сульфиде [23]. В отложениях карбона сульфидообразование осуществлялось на стадии диагенеза в его классическом понимании, когда механизмом добавления новых порций сульфатиона в осадок служит диффузионное «насасывание» из наддонной воды, т. е. достаточно медленный процесс, в условиях которого пополнение системы свежим сульфатом затруднено. В юрских отложениях процесс сульфидообразования протекал в условиях фильтрационного массопереноса, который в терригенных разрезах мог обеспечивать устойчивое пополнение сульфатного резерва. Поэтому можно полагать, что образование пиритовых конкреций в юрских отложениях протекало в системе более открытой по сульфату, чем в карбоновых. Это, как и скорость сульфатредукции, способствовало формированию более легких в изотопном отношении сульфидов в юрских разрезах и более тяжелых – в карбоновых.

Тот факт, что изотопный состав серы изученных нами сульфидов в целом оказался весьма легким, а для юрских разрезов установлено немало резкоотрицательных значений δ^{34} S (табл. 33, 34), заставляет указать на возможную роль еще двух факторов формирования изотопного состава пиритовых стяжений.

Нельзя исключить, что пониженные значения δ³⁴S в сульфидах связаны в какой-то мере с разбавленностью морской воды континентальной; последняя содержит обычно бо́льшую концентрацию легкого изотопа серы [37]. Опресненность морской воды, участвовавшей в сульфидообразовании, вполне реальна в паралических условиях диагенеза карбоновых углей и в гидрогеохимической обстановке юрских водоносных систем, менявшейся в связи с чередованием мезозойских и кайнозойских трансгрессий и регрессий.

Роль в формировании изотопного состава сульфидной серы угленосных отложений Припятского прогиба могла играть также мобилизация сульфидами облегченной регенерированной сульфатной серы, возникающей при окислении сульфидов, образованных в предыдущих циклах сульфатредукции [6]. Такое предположение оправдано следующим. В разрезах карбона сульфидообразование протекало на ранних этапах формирования торфяных залежей, где положение границы аэробной и анаэробной зон подвержено сезонным и даже внутрисезонным вариациям [55]. В юрских же отложениях смена восстановительных условий окислительными и наоборот могла вызываться переформированием водоносных систем в связи с чередованием постраннекелловейских трансгрессивных и регрессивных циклов.

Таким образом, изотопный состав серы пиритовых конкреций в угленосных разрезах Беларуси может служить индикатором палеогеографической ситуации угленакопления. В паралической обстановке, свойственной карбоновому бассейну, он существенно более тяжелый ($\delta^{34}S_{cp} = -14,2\%$), чем в континентальных (озерно-аллювиальных) условиях юры ($\delta^{34}S_{cp} = -30,3\%$).

Глава 4

ИЗОТОПНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК КАТАГЕНЕЗА

В настоящей главе рассматривается изотопная специализация минеральных продуктов трех типов катагенеза – элизионного, инфильтрационного, галокатагенеза (рассольного) [69, 82, 87, 141, 142, 154, 159]. Освещаются также изотопно-геохимические аспекты постдиагенетического изменения осадочных образований в области магматизма.

4.1. Изотопы углерода и кислорода в карбонатных минералах из трещин и каверн в межсолевых и подсолевых девонских отложениях Припятского прогиба как индикаторы элизионного катагенеза

Элизионный катагенез протекает в элизионных водоносных системах. Наиболее характерный тип таких систем представлен устойчиво погружающимися морскими толщами, которые сложены более или менее регулярным чередованием глинистых и хорошо проницаемых (песчаных и карбонатных) образований. В их разрезе имеет место фильтрация (отжатие) растворов из более глинистых отложений в коллекторы под действием геостатического давления. Катагенетические процессы в таких системах происходят главным образом в среде талассогенных подземных вод с минерализацией, соответствующей солености морской воды.

Как было показано ранее [82], в Припятском прогибе к элизионно-катагенетическим продуктам относится нередко встречающаяся карбонатная минерализация, приуроченная к тектоническим трещинам и кавернам в породах межсолевой (фаменской) и подсолевой карбонатной (франской) толщ (см. рис. 37). Она представлена кальцитом, реже – доломитом. Трещины с карбонатными минералами обычно прямые, вертикальные и субвертикальные, часто весьма выдержанные, рассекают штуфы керна длиной до 60–70 см (рис. 57). Нередко образуются системы трещиноватости, представленные параллельными кальцитовыми жилками. Ширина трещин от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Иногда наблюдаются сечение прожилками фаунистических остатков, признаки неоднократного возобновления подвижек по однажды наметившейся



Рис. 57. Тектоническая трещина с кальцитом в известняке, скв. Сосновская, 41, гл. 2867–2888 м, межсолевая толща, елецкий надгоризонт, керн (ширина трещины – 1 см) дислокации, наличие остроугольных обломков вмещающих пород среди заполняющего трещины кальцита. Эти факты с учетом резких, прямых очертаний трещин и их выдержанности не оставляют сомнений в катагенетической природе трещиноватости. Считая природу описываемых трещин преимущественно тектонической, следует допустить возможность участия в создании полостей и явлений гидравлического разрыва пород под влиянием отжима растворов из глин. Об этом свидетельствует сквозное пересечение вертикальными кальцитовыми прожилками тонких известняковых прослоев, зажатых в аргиллитовых пачках.

Жильные агрегаты сложены сахаровидной мозаикой плотноупакованных кристаллов кальцита размером от микро- до грубозернистого, белых, голубоватобелых, розовых, прозрачных, иногда сдвойникованных. Характерно увеличение размера кристаллов от краев прожилков к их середине.

В кавернах кальцит местами образует хорошо сформированные скаленоэдрические кристаллы.

В пустотном пространстве пород кальцит часто ассоциирует с ангидритом, реже с доломитом, галитом, баритом, целестином, флюоритом. Характер минеральных взаимоотношений свидетельствует о том, что кальцит обычно кристаллизовался раньше катагенетических ангидрита и галита, что указывает на то, что кальцитообразование осуществлялось до по-

ступления в межсолевые и подсолевые отложения высокоминерализованных рассолов из вышележащих эвапоритовых бассейнов и толщ; этими рассолами в настоящее время насыщены межсолевой и подсолевой комплексы. С учетом указанных взаимоотношений минералов в трещинах и кавернах кальцит относится нами к минеральным продуктам элизионного катагенеза в талассогенной гидрогеохимической среде [82].

Положение доломита в ряду последовательности выполнения полостей катагенетическими минералами менее определенно. Однако, как увидим ниже, его изотопная характеристика практически не отличается от таковой кальцита, что наводит на мысль о близкой природе этих двух минералов в полостном пространстве пород.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных минералов из трещин и каверн, а также карбонатного материала пород, вмещающих эти минералы, дан в табл. 35–37. О местоположении скважин, из керна которых отобраны образцы для изотопных измерений, можно судить по рис. 38 и 53.

Скважина	Глубина, м	Возраст	Объект	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
		Поро	ды		
Баровская 1	2723	D ₃ zd	Доломит	-5,1	-6,2
	2731	D ₃ zd	То же	-4,1	-6,6
Березинская 10	2140	D ₃ el	_»–	0,8	-10,5
Борщевская 5	2824	D ₃ zd	Известняк	0,5	-7,0
Ведричская 4	2645	D ₃ el	Глина карбонатная	0,5	-7,1
Ветхинская 9	3080	D ₃ ptr	Известняк	-0,8	-6,6
Володарская 1	3175	D ₃ lb	То же	-6,6	-12,8
Гостовская 1	3077	D ₃ ptr	Аргиллит карбонатный	0,5	-6,9
	3370	D ₃ zd	То же	-0,1	-6,8
Дубровская 1	2955	D ₃ ptr	Мергель	-1,1	-5,9
	2955	D ₃ ptr	Известняк	-2,5	-8,3
	3067	D ₃ el	Доломит	-2,4	-12,0
Дубровская 2	3006	D ₃ ptr	Известняк	-0,4	-7,0
	3014	D ₃ el	То же	3,2	-1,9
	3196	D ₃ zd	Доломит	-3,9	-12,8
	3196	D ₃ zd	То же	-1,2	-9,8
Дубровская 4	3000	D ₃ el	Известняк	0,3	-3,9
Дубровская 5	2900	D ₃ el	То же	-8,7	-4,8
	3071	D ₃ zd	Доломит	-5,4	-10,8
	3071	D ₃ zd	Известняк	-0,3	-7,0
Дубровская 6	3033	D ₃ zd	То же	0,7	-6,5
Искровская 2	3000	D ₃ zd	Доломит	-3,4	-5,2
Карповичская 52	3886	D ₃ ptr	Известняк	-1,6	-5,1
	3933	D ₃ ptr	То же	-2,2	-7,1
	3980	D ₃ el	_»–	-0,2	-5,0
	4072	D ₃ zd	_»–	1,3	-6,0
	4135	D ₃ zd	_ >> —	1,0	-6,1
Кербецкая 2	2538	D ₃ ptr	Глина доломитовая	-4,0	-8,3
	2538	D ₃ ptr	Глина карбонатная	-2,0	-8,3
	2538	D ₃ ptr	То же	-1,7	-5,9
	2538	D ₃ ptr	_ >> -	-1,4	-8,1
	2771	D ₃ zd	Глина доломитовая	-2,3	-7,1
Осташковичская 120	2850	D ₃ el	Известняк	-3,5	-6,8
	2870	D ₃ el	То же	-2,2	-4,5
Ребусская 2	2665	D ₃ ptr	Мергель доломитовый	-2,5	-5,4

Таблица 35. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород и катагенетических минералов межсолевой толщи Припятского прогиба [47]

Продолжение	табл.	35
-------------	-------	----

Скважина	Глубина, м	Возраст	Объект	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Северо-Домановичская 36	2470	D ₃ ptr	Доломит	-5,4	-5,8
	2470	D ₃ ptr	То же	-3,6	-4,1
	2470	D ₃ ptr	_»-	-8,4	-5,4
	2470	D ₃ ptr	Известняк	-7,9	-6,2
	2470	D ₃ ptr	То же	-9,4	-5,8
	2480	D ₃ el	Доломит	-8,3	-8,1
	2480	D ₃ el	То же	-7,7	-4,9
	2480	D ₃ el	_»–	-6,8	-6,7
	2480	D ₃ el	_»–	-4,3	-5,3
	2488	D ₃ el	_»-	-6,2	-7,4
	2488	D ₃ el	_»–	-6,7	-6,9
	2488	D ₃ el	Известняк	-8,2	-6,7
	2488	D ₃ el	То же	-5,7	-7,4
	2488	D ₃ el	_»_	-5,5	-7,4
	2552	D ₃ zd	Доломит	-5,9	-4,3
	2559	D ₃ zd	То же	-12,6	-7,2
	2570	D ₃ zd	_»-	-5,4	-6,3
	2570	D ₃ zd	_»–	-4,7	-7,6
	2584	D ₃ zd	_»-	-6,6	-9,8
Северо-Домановичская 37	2461	D ₃ el	Мергель доломитовый	-1,2	-5,8
Славаньская 70	2634	D ₃ ptr	То же	-2,7	-5,9
Сосновская 39	2716	D ₃ el	Известняк	-0,4	-6,6
	2732	D ₃ el	То же	1,4	-6,9
	2741	D ₃ el	_»_	1,4	-6,2
	2751	D ₃ el	_»_	0,2	-8,2
	2774	D ₃ el	_»_	-0,2	-8,1
	2796	D ₃ el	_»–	1,0	-5,8
	2811	D ₃ el	_»_	1,1	-5,2
Сосновская 41	2798	D ₃ ptr	Известняк	1,7	-4,9
	2815	D ₃ ptr	То же	2,9	-2,6
	2844	D ₃ el	_»-	1,5	-5,2
	2860	D ₃ el	_»-	0,1	-6,8
	2873	D ₃ el	_»-	0,9	-5,8
	2897	D ₃ el	_»–	0,9	-7,2
	2917	D ₃ el	_»–	0,5	-8,2
	2917	D ₃ el	_»-	1,8	-5,7
	2934	D ₃ el	_»–	-2,2	-8,3

Продолжение табл. 35

Скважина	Глубина, м	Возраст	Объект	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Тишковская 37	2867	D ₃ el	Доломит	-2,6	-0,4
	2945	D ₃ el	То же	-2,6	-10,0
	2963	D ₃ zd	_»-	-0,4	-8,7
	3018	D ₃ zd	Известняк	-0,3	-4,8
	3945	D ₃ zd	Доломит	-1,8	-7,4
Южно-Оземлинская 3	3148	D ₃ el	То же	0,1	-6,4
Южно-Сосновская 50	4187	D ₃ ptr	Известняк	-1,8	-8,0
	4192	D ₃ ptr	То же	-1,7	-8,7
	4211	D ₃ ptr	_»–	-0,7	-7,3
	4235	D ₃ el	Известково- доломитовая порода	-0,9	-8,3
	4334	D ₃ zd	Доломит	2,0	-9,6
	4406	D ₃ zd	Известняк	-0,9	-8,1
	4406	D ₃ zd	То же	-0,1	-5,8
Южно-Сосновская 53	3791	D ₃ ptr	Известняк	0,2	-8,3
	3812	D ₃ ptr	То же	-0,6	-7,5
	3837	D ₃ ptr	_»–	-0,5	-5,5
	3890	D ₃ el	_»–	-5,7	-7,6
	3909	D ₃ el	_»_	-0,1	-7,2
Южно-Тишковская 36	3801	D ₃ zd	Доломит	-1,3	-7,6
		Минер	ралы		
Антоновская 1	2621	D ₃ ptr	Доломит	-1,5	-11,1
	3036	D ₃ el	Кальцит	2,2	-10,6
Березинская 10	2140	D ₃ el	То же	0,1	-4,0
	2144	D ₃ el	_»_	3,5	-4,8
Борщевская 5	2824	D ₃ zd	_»_	-1,4	-13,9
Володарская 1	3175	D ₃ lb	Доломит	-6,5	-10,6
Дубницкая 1	1789	D ₃ el	Кальцит	1,8	-12,0
	1793	D ₃ el	То же	1,9	-12,3
Первомайская 26	1800	D ₃ zd	_»_	-3,0	-14,8
Северо- Домановичская 36	2552	D ₃ zd	_»_	-6,6	-6,9
Сосновская 28	2779	D ₃ ptr	_»-	-1,0	-7,3
Сосновская 41	2816	D ₃ ptr	_»–	1,2	-6,5
	2873	D ₃ el	_»–	-0,8	-8,7
Окончание табл. 35

Скважина	Глубина, м	Возраст	Объект	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Туровская 5	1896	D ₃ el	Кальцит	-0,5	-5,6
Южно-Сосновская 53	3842	D ₃ ptr	То же	0,6	-8,1
	4070	D ₃ zd	_»—	-0,6	-10,1

П р и м е ч а н и я: стратиграфические подразделения межсолевой толщи: D₃zd – задонский надгоризонт, D₃el – елецкий надгоризонт, D₃ptr – петриковский горизонт. В таблице представлены два образца (скв. Володарская 1) из самой нижней части верхней соленосной толщи (D₁lb – лебедянский горизонт).

Таблица 36. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород и катагенетических минералов подсолевой карбонатной толщи Припятского прогиба [47]

Скважина	Глубина, м	Возраст	Объект	$\delta^{13}C, \infty$ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
		Пород	Ы		
Вибраторная 1	4798			-2,4	-10,6
	4805	D.sm	Доломит	0,8	-9,9
	1005	235111		0,9	-7,7
Гостовская 1	3663	D ₃ ev	Известняк	-2,0	-6,4
Дубровская 6	3943	D ₃ sm	Доломит	-1,2	-8,6
Западно-Софиевская 1	30/18	Dem	То же	—	-8,4
	5048	D ₃ 5111	Известняк	—	-5,9
Макановичская 1	3615	D ₃ sm	Доломит	-1,0	-6,6
Малодушинская 1	3781	D ₃ vr	Известняк	-9,9	-11,7
Новоселковская 1	4438	D ₃ sr	То же	0,3	-7,4
Ребусская 2	2840		Полоният	-0,1	-6,2
	3040		доломит	-0,9	-7,7
	2017	D ₃ sm		-0,3	-7,0
	384/		Известняк	-0,3	-8,0
	3860	D ₃ sr		-0,6	-5,8
Рудецкая 1	3741	D ₃ vr-sm	Доломит	-0,3	-11,3
Стреличевская 6	2453	D ₃ vr	Известняк	-7,0	-7,2
Судовицкая 4	4729	D ₃ ev	Доломит	-2,4	-12,1
Тишковская 108	3660	D ₃ sm	Известняк	_	-3,9
		Минера	лы		
Калининская 2	4220	D ₃ ev	Кальцит	-3,5	-8,9
Макановичская 2	3546	D ₃ sm	Доломит	-2,0	-11,1
Малодушинская 26	3748	D ₃ sm	То же	1,7	-9,9

Окончание та	бл.	36
--------------	-----	----

Скважина	Глубина, м	Возраст	Объект	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Новоселковская 1	4430	Dam	Vou vu	-2,1	-8,6
	4438	D ₃ SI	кальцит	-2,9	-6,6
Первомайская 10	4574	D ₃ sr	Доломит	2,5	-11,6
Рудецкая 1	3741	D ₃ vr-sm	То же	-3,3	-9,9
Сосновская 26	3359	D ₃ vr–ev	_»–	-1,7	-10,1
Стреличевская 6	2453	D ₃ vr	Кальцит	2,5	-13,2
Судовицкая 8	4543	D ₃ sm	Доломит	0,1	-7,5
Южно-Оземлинская 3	3228	D ₃ sm	То же	-1,0	-7,6

П р и м е ч а н и я: стратиграфические подразделения подсолевой карбонатной толщи (франский ярус): D₃sr, D₃sr, D₃vr – саргаевский, семилукский, воронежский горизонты соответственно, D₃ev – евлановский надгоризонт; прочерк – отсутствие данных.

Таблица 37. Статистические показатели изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород и катагенетических минералов межсолевой и подсолевой карбонатной толщ Припятского прогиба

	δ ¹³ C, ‰ (PDB)						δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)				
Объект	n	x _{min}	x _{max}	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	n	x_{\min}	x _{max}	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	
Межсолевая толща											
Кальцит	14	-6,6	3,5	-0,2	0,7	14	-14,8	-4,0	-9,0	0,9	
Доломит	2	-6,5	-1,5	-4,0	2,5	2	-11,1	-10,6	-10,8	0,2	
Кальцит и доломит в целом	16	-6,6	3,5	-0,7	0,7	16	-14,8	-4,0	-9,2	0,8	
Породы	91	-12,6	3,2	-2,2	0,3	91	-12,8	-0,4	-6,9	0,2	
Подсолевая карбонатная толща											
Кальцит	4	-3,5	2,5	-1,5	1,4	4	-13,2	-6,6	-9,3	1,4	
Доломит	7	-3,3	2,5	-0,5	0,8	7	-11,6	-7,5	-9,7	0,6	
Кальцит и доломит в целом	11	-3,5	2,5	-0,9	0,7	11	-13,2	-6,6	-9,5	0,6	
Породы	16	-9,9	0,9	-1,6	0,7	19	-12,1	-3,9	-8,0	0,5	
Межсолевая и подсолевая карбонатная толщи в целом											
Кальцит	18	-6,6	3,5	-0,5	0,6	18	-14,8	-4,0	-9,0	0,8	
Доломит	9	-6,5	2,5	-1,3	0,9	9	-11,6	-7,5	-9,9	0,5	
Кальцит и доломит в целом	27	-6,6	3,5	-0,8	0,5	27	-14,8	-4,0	-9,3	0,5	
Породы	107	-12,6	3,2	-2,1	0,3	110	-12,8	-0,4	-7,0	0,2	

Примечание. n – число определений, x_{\min} , x_{\max} , \overline{x} – минимальное, максимальное, среднее значения, $S_{\overline{x}}$ – ошибка среднего.



Рис. 58. Корреляционная изотопная диаграмма для карбонатных минералов в трещинах и кавернах и вмещающих пород межсолевой и подсолевой толщ Припятского прогиба: 1 – минералы; 2, 3 – породы, в том числе 3 – из интервала межсолевого разреза со следами разрушенной нефтяной залежи (скв. Северо-Домановичская 36, 2470–2584 м)

Изотопы углерода. Изотопный состав углерода и катагенетических минералов, и вмещающих пород значительно варьирует. Для минералов эти вариации заметно уже, чем для пород (рис. 58, табл. 37). Основная масса значений δ^{13} С минералов трещин и каверн и в межсолевой, и в подсолевой толщах укладывается в диапазон –3,5...2,5 ‰. Средние значения δ^{13} С для катагенетических кальцита и доломита, а также вмещающих пород межсолевой и подсолевой толщ оказываются весьма близкими между собой и близкими морскому стандарту (табл. 37). Э.М. Галимов [15], не обнаруживший разницы в изотопном составе углерода кальцита из тектонических трещин и вмещающих пород для ряда регионов, объяснил это тем, что мобилизация карбонатного материала за счет растворения вмещающей матрицы в закрытой системе катагенеза и переотложение его в трещинах не приводит к заметному разделению изотопов углерода. Нам же представляется, что в данном случае вряд ли карбонатообразование в трещинах и кавернах было связано с растворением вмещающих отложений. Выпадение карбонатов в пустотном пространстве пород происходит при субмаринном погружении осадочной толщи из захороненных морских (талассогенных) вод, которые изначально насыщены или даже перенасыщены и по кальциту, и по доломиту без дополнительной мобилизации вещества из вмещающей матрицы. Представляется, что изотопный состав углерода рассматриваемых карбонатных минералов, близкий к таковому седиментационных морских карбонатов, как раз и является индикаторным признаком того,

что эти минералы формировались в ходе элизионного катагенеза в среде талассогенных подземных вод.

Однако апробируем еще одну трактовку изотопного состава углерода катагенетических карбонатов. Близость значений δ¹³С этих минералов к морскому стандарту означает, что их образование происходило с участием гидрокарбоната, равновесного с углекислотой, имеющей значения δ¹³С порядка –7 ‰, как это имеет место на морском мелководье при активном газовом обмене водной массы с атмосферой. В каких процессах, протекающих в зоне катагенеза, может генерироваться такая углекислота? Теоретически это, вероятно, за счет преобразования рассеянного органического вещества. При субмаринном погружении осадочных отложений на глубину свыше 500 м они последовательно попадают в сменяющие друг друга следующие зоны деструкции органического материала: 1) сульфатредукции, 2) бактериальной ферментации (метаногенерации) и 3) декарбоксилирования [187, 199]. В первой и третьей зонах образуется изотопно-легкая СО,, во второй – тяжелая. Гомогенизация трех этих генераций углекислоты может дать смесь с изотопным составом углерода, обеспечивающим значения δ^{13} С новообразованных карбонатов, близким к стандартным морским. Но это допущение кажется нам сугубо теоретическим.

Поэтому повторимся, что значение изотопного состава углерода карбонатных минералов из трещин и каверн как индикатора элизионного катагенеза определяется тем, что минералообразующие талассогенные растворы наследуют изотопную характеристику морской воды зоны седиментации.

Кратко остановимся на вопросе о гораздо более широком диапазоне вариаций δ^{13} С для пород, чем для катагенетических минералов (табл. 37, рис. 58). Эта разница достаточно понятна. Минералы в пустотном пространстве – продукты одноактной кристаллизации, которая на разных участках проходила примерно в одинаковой геохимической среде катагенеза. Породы – интегральный продукт ряда преобразований морского осадка в диагенезе и катагенезе. Нередко они представляют собой смесь нескольких генераций карбонатного материала, которые формировались в разных изотопно-геохимических режимах лиогенеза и не всегда могут быть распознаны визуально. В этом отношении показательны межсолевые породы из интервала 2470-2584 м в разрезе скв. Северо-Домановичская 36. Они характеризуются заметно более легким изотопным составом углерода по сравнению с большинством остальных образцов пород нашей коллекции (рис. 58). По сообщению В.Д. Порошина, в разных частях этого интервала получены незначительные притоки нефти, водонефтяной и водонефтегазовой смеси. Керн интервала часто содержит примазки и выпоты нефти. По-видимому, здесь мы имеем дело со следами разрушенной нефтяной залежи (древнего мигрирующего водонефтяного контакта), где процесс окисления углеводородов сульфатом подземных вод приводил к генерации изотопно-легкой СО2, которая участвовала в преобразовании пород [47].

Изотопы кислорода. Изотопный состав кислорода и катагенетических карбонатных минералов, и вмещающих пород межсолевых и подсолевых пород Припятского прогиба характеризуется значительным диапазоном вариаций (табл. 37, рис. 58). При этом значения δ¹⁸О основной массы образцов тех и других ощутимо снижены относительно глобальных цифр, присущих наименее измененным верхнедевонским карбонатам (-6...-4 ‰) [223], что мы связываем с температурным фактором катагенеза. Для минералов ($\delta^{18}O = -9.3 \pm 0.5$ ‰) снижение составляет в среднем 4,3 ‰, для пород $(-7,0 \pm 0,2 \%) - 2 \%$. Разная облегченность изотопного состава кислорода этих объектов легко объяснима. В условиях повышенных температур зоны катагенеза происходила кристаллизация всей массы карбонатного выполнения трещин и каверн, в то время как преобразования матрицы пород состояли в структурно-минералогической перестройке ее отдельных составных частей. По изотопному составу кислорода мы оценили возможные температуры образования карбонатных минералов трещин и каверн, используя уравнение И. Фридмана и Дж. О'Нила [214] для кальцита и уравнение А. Мэттьюза и А. Каца [279] – для доломита. Если принять характерный для позднего девона изотопный состав кислорода морской воды, а значит, и производных от нее элизионных талассогенных растворов $(\delta^{18}O = -5 \% SMOW)$, то расчетные температуры образования кальцита окажутся порядка 33 °С, а доломита − 52 °С.

Изучение кальцита и доломита в трещинах и кавернах межсолевых и подсолевых верхнедевонских отложениях Припятского прогиба позволило установить следующие индикаторные признаки минеральных продуктов элизионного катагенеза в среде талассогенных подземных вод.

* * *

1. Изотопный состав углерода элизионно-катагенетических карбонатных минералов близок к таковому седиментационных морских карбонатов.

2. Изотопный состав кислорода элизионно-катагенетических карбонатных минералов облегчен в среднем примерно на 4,5 ‰ по сравнению с показанным на глобальной хемостратиграфической кривой составом наиме-нее измененного верхнедевонского седиментационного карбонатного материала, что обусловлено их кристаллизацией при повышенных температурах (30–50 °C).

4.2. Изотопы кислорода в прожилковых карбонатах и карбонатных породах области развития позднедевонского магматизма на северо-востоке Припятского прогиба

В предыдущем параграфе данной книги охарактеризована изотопия элизионно-катагенетических карбонатных минералов в преимущественно нормально-осадочных (без вулканитов) разрезах межсолевых и подсолевых девонских отложений Припятского прогиба.



Рис. 59. Сравнительная диаграмма изотопного состава кислорода и углерода девонских карбонатов Припятского прогиба из области магматизма (1 – прожилковые минералы, 2 – породы) и за ее пределами (3 – минералы из трещин и каверн, 4 – породы); на врезке показаны разведочные площади области магматизма, где расположены изучавшиеся скважины: *1* – Артуковская, *2* – Борщевская, *3* – Ветхинская, *4* – Днепровская, *5* – Красносельская, *6* – Лоевская, *7* – Межинская, *8* – Мирная, *9* – Михальковская, *10* – Центролит, *11* – Южно-Александровская

Представляет интерес сопоставить эти данные с результатами изотопного изучения аналогичных объектов в области позднедевонского магматизма на северо-востоке прогиба. О.Ф. Кузьменковой и др. [62, 68] здесь выделены припятский и лоевский магматические комплексы. Припятский комплекс, формировавшийся в евлановско-чернинское время позднего франа, относится к щелочно-мафическо-салической формации (трахиандезиты). Время формирования лоевского комплекса елецко-петриковское (ранний фамен); представлен он щелочно-ультрамафитовой формацией (нефелиниты).

Здесь исследовались карбонатные прожилки по трещинам в осадочных, туфогенных, субвулканических и эффузивных породах, а также карбонатные породы, ассоциирующие в разрезе с эффузивными и субвулканическими образованиями. Образцы отобраны из керна скважин, пробуренных на десяти площадях северо-восточной части Припятского грабена и скв. Центролит К2 за пределами грабена в зоне сочленения Северо-Припятского плеча и Воронежской антеклизы (рис. 59, табл. 38, 39).

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	Минерал	$\delta^{18}O,\%(PDB)$	$\delta^{13}C, \infty$ (PDB)
Артуковская 3	4277	D ₃ ev	0	Кальцит	-14,8	-5,4
Борщевская 5	2765	D ₃ zd	0	То же	-15,9	-1,0
	2810	D ₃ zd	0	_»–	-16,6	-3,3
	2833	D ₃ zd	0	_»–	-14,3	-1,1
	2833	D ₃ zd	0	_»–	-17,3	-2,1
	2840	D ₃ črn–dm	Т	_»–	-14,1	-2,1
	2855	D ₃ črn–dm	Т	_»–	-18,5	-2,2
	2857	D ₃ črn–dm	Т	Доломит	-16,0	-1,4
	2926	D ₃ črn–dm	С/Э (?)	Кальцит	-14,3	-4,5
	3033	D ₃ ev	0	То же	-14,7	-1,5
	3148	D ₃ vr	0	_»–	-11,1	0,5
	3148	D ₃ vr	0	_»–	-10,5	0,8
	3332	D ₃ rč	0	Доломит	-15,6	-4,8
	3398	D ₂ plc	С	То же	-16,7	-2,8
Борщевская 14	2422	D ₃ el	С/Э (?)	Кальцит	-13,3	-3,3
	2780	D ₃ el	Т	То же	-11,1	-2,1
	2784	D ₃ el	Т	_»–	-10,8	-0,9
	2828	D ₃ el	Т	_»–	-14,1	0,5
Ветхинская 3	3856	D ₃ črn	Т	_»–	-11,5	-6,8
	4076	D ₃ vr	0	Доломит	-11,8	-4,3
Ветхинская 6	3162	D ₃ el	Т	Кальцит	-10,5	-8,4
	3162	D ₃ el	Т	То же	-11,2	-6,7
	3168	D ₃ el	Т	_»–	-11,5	-3,5
	3212	D ₃ el	Т	_»–	-11,5	-5,6
Ветхинская 8	4075	D ₃ sm	0	Кальцит	-11,8	-4,7
	4204	D ₂ plc	С	Доломит	-8,4	-2,8
Днепровская 3	3297	D ₃ el	Т	Кальцит	-8,4	-3,0
	3542	D ₃ el	Т	То же	0,0	-1,1
	3549	D ₃ el	Т	_»–	-2,4	0,2
	3800	D ₃ zd	0	Доломит	-12,9	-1,0
Днепровская 12	3050	D ₃ zd	0	Кальцит	-9,1	1,9
	3057	D ₃ zd	0	То же	-10,5	0,1
Красносельская 210	3361	D ₃ el	С	_»–	-13,4	-9,1
	3361	D ₃ el	С	_»–	-12,1	-8,7
Лоевская 1	2638	D ₃ sm	0	_»–	-6,2	-0,3
Лоевская 2	1654	D ₃ el	Т	Доломит	-14,0	-2,7
	1852	D ₃ zd	0	Кальцит	-14,0	-2,4

Таблица 38. Изотопы кислорода и углерода в карбонатных минералах из прожилков в девонских породах области развития магматизма на северо-востоке Припятского прогиба [47]

Продолжение	табл.	38
-------------	-------	----

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	Минерал	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)	$\delta^{13}C, $ % (PDB)
	2030	D ₃ zd	C	Доломит	-13,6	-1,7
	2051	D ₃ zd	0	Кальцит	-13,6	-0,7
	2051	D ₃ zd	0	То же	-8,6	-2,1
	2053	D ₃ zd	0	_»—	-9,6	0,5
Лоевская 3	1109	D ₃ zd	С	Кальцит	-6,9	-2,6
	1109	D ₃ zd	С	То же	-7,2	-1,3
	1321	D ₃ zd	0	_»—	-11,6	-3,7
	1453	D ₃ zd	С	Кальцит	-11,6	-4,9
	1464	D ₃ zd	С	То же	-12,5	-5,9
	1520	D ₃ zd	С	_»—	-9,1	-4,2
	1541	D ₃ zd	С	_»—	-10,6	0,7
	2076	D ₃ zd	С	_»>—	-13,9	-3,6
	2076	D ₃ zd	С	_»—	-9,9	-6,3
	2087	D ₃ zd	С	_»>—	-14,4	-3,6
	2168	D ₃ vr	С	_»>—	-8,5	-1,4
	2195	D ₃ vr	С	_»>—	-11,7	-3,5
	2250	D ₃ vr	С	Доломит	-14,8	-1,1
Межинская 1	2572	D ₃ lb	С	Кальцит	-10,5	-4,9
	3022	D ₃ ptr	С	Доломит	-15,4	-0,2
	3081	D ₃ ptr	Т	Кальцит	-11,5	-2,0
Межинская 2	1277	D ₃ ptr	Э	То же	-13,5	-1,5
	1277	D ₃ ptr	Э	_»—	-11,2	-6,2
	1286	D ₃ ptr	Э	_»—	-11,5	-1,5
	2275	D ₃ dm	С/Э (?)	_»—	-16,4	-4,3
	2275	D ₃ dm	0	Доломит	-14,2	-2,0
Мирная 1	1785	D ₃ ptr	0	Кальцит	-10,0	-6,5
	1803	D ₃ ptr	0	То же	-6,3	0,4
	1974	D ₃ el	Т	_»—	-8,9	-3,4
	1974	D ₃ el	Т	_»—	-4,3	-0,5
	1974	D ₃ el	Т	_»>—	-8,4	-0,6
	2673	D ₃ vr	0	_»>—	-6,1	4,7
	2673	D ₃ vr	0	_»>—	-15,9	-0,1
	2822	D ₃ sr	0	_»>—	-5,6	-1,1
	2884	D ₂₋₃ ln	C	_»-	-12,1	-2,0
	3032	D ₂₋₃ ln	C	_»-	-13,3	-3,5
	3167	$D_{2,2}ln$	С	_»>—	-16,7	-3,7

Окончание табл. 38

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	Минерал	$\delta^{18}O,\%~(PDB)$	δ ¹³ C, ‰ (PDB)
	3167	D ₂₋₃ ln	С	Кальцит	-16,2	-5,9
	3557	D ₂₋₃ ln	С	То же	-19,7	-5,9
	3621	D ₂₋₃ ln	0	_»–	-15,7	-2,5
	3897	D ₂₋₃ ln	С	_»–	-14,6	-2,4
Михальковская 2	2658	D ₃ zd	С	_»—	-15,7	-5,6
Михальковская 3	2155	D ₃ el	Т	_»—	-14,0	0,6
	2500	D ₃ el	С/Э (?)	_»–	-9,1	-2,3
	2504	D ₃ el	С/Э (?)	_»–	-14,1	-3,5
	2847	D ₃ el	0	Доломит	-13,1	0,6
	3154	D ₃ dm	Т	То же	-5,2	-1,6
	3251	D ₃ dm	С/Э (?)	Кальцит	-14,9	-2,1
	3251	D ₃ dm	С/Э (?)	То же	-13,8	-3,8
	3583	D ₃ vr	С	_»—	-13,4	-2,2
	3778	D ₃ sr	0	_»—	-16,5	-2,8
Центролит 2К	406	D ₃ el	Э	_»—	-9,0	-2,4
	418	D ₃ el	Э	_»–	-10,7	-5,1
	432	D ₃ el	Э	_»–	-8,1	-5,2
	441	D ₃ el	Э	_»–	-7,5	-2,0
	441	D ₃ el	Э	_»–	-7,3	-1,8
	465	D ₃ el	Э	_»–	-11,6	-4,2
	489	D ₃ el	Э	Доломит	-9,4	-2,0
	583	D ₃ el	Э	Кальцит	-7,5	-4,7
Южно-Александ-	2841	D ₃ ptr	0	То же	-13,4	-1,1
ровская 3	2864	D ₃ ptr	0	Доломит	-9,8	-0,3
	3171	D ₃ el	Т	То же	-9,6	-1,2
Южно-Александ-	2698	D ₃ ptr	0	Кальцит	-11,5	-0,9
ровская 13	2702	D ₃ ptr	0	То же	-13,8	-1,9
	3043	D ₃ ev–črn	С/Э (?)	_»–	-10,9	-0,8
	3312	D ₃ vr	0	_»–	-18,6	-2,2

П р и м е ч а н и я: 1. Здесь и в табл. 41 индексы стратиграфических подразделений среднего и верхнего девона: D_2plc – полоцкий горизонт; $D_{2-3}ln$ – ланский надгоризонт; D_3sr , D_3sm , $D_3rč$ и D_3vr – саргаевский, семилукский, речицкий и воронежский горизонты; D_3ev – евлановский надгоризонт; $D_3črn$ и D_3dm – чернинский и домановичский горизонты; D_3zd и D_3el – задонский и елецкий надгоризонты; D_3prr и D_3b – петриковский и лебедянский горизонты. 2. Породы, вмещающие карбонатные прожилки: О – осадочные, Т – туфогенные, С – субвулканические, Э – эффузивные, С/Э (?) – субвулканические или эффузивные (магматические породы невыясненной глубинности). 3. Для субвулканических пород дан возраст вмещающих их осадочных отложений.

Таблица 39. Изотопы кислорода и углерода в верхнедевонских карбонатных породах, ассоциирующих с эффузивными и субвулканическими породами области развития магматизма на северо-востоке Припятского прогиба [47]

Скважина	Глубина, м	Возраст	Порода	$\delta^{18}O,\%(PDB)$	$\delta^{13}C, \infty$ (PDB)
Борщевская 5	2833	D ₃ zd	Известняк	-12,6	-3,8
	3033	D ₃ ev	То же	-13,0	-1,3
Ветхинская 6	4280	D ₃ sm	Доломит	-11,1	0,3
	4280	D ₃ sm	То же	-10,8	1,7
Днепровская 3	3185	D ₃ el	_»–	-14,5	-2,5
	3800	D ₃ zd	_»–	-10,6	-3,0
Лоевская 1	2638	D ₃ sm	Известняк	-11,3	-1,0
Лоевская 2	1854	D ₃ zd	Доломит	-12,9	-3,8
	1854	D ₃ zd	То же	-15,2	-2,6
Межинская 2	2275	D ₃ dm	_»–	-15,4	-1,3
Мирная 1	1785	D ₃ ptr	Известняк	-10,0	-1,5
Михальковская 3	3759	D ₃ sm	Доломит	-13,4	-0,9
Южно-Александровская 3	2841	D ₃ ptr	Известняк	-16,1	-0,8
Южно-Александровская 13	3312	D ₃ vr	То же	-9,7	-3,1

П р и м е ч а н и е. Расшифровку индексов стратиграфических подразделений верхнего девона см. в примечаниях к табл. 38.

Таблица 40. Статистические показатели изотопного состава кислорода и углерода в девонских карбонатных породах и прожилковых минералах области развития магматизма на северо-востоке Припятского прогиба

		δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)				δ ¹³ C, ‰ (PDB)			
Объект	n	x _{min}	x _{max}	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	x_{\min}	x _{max}	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$
Карбонатные породы	14	-16,1	-9,7	-12,6	0,6	-3,8	1,7	-1,7	0,4
В том числе:									
известняк	6	-16,1	-9,7	-12,1	1,0	-3,8	-0,8	-1,9	0,5
доломит	8	-15,4	-10,6	-13,0	0,7	-3,8	1,7	-1,5	0,6
Минералы из осадочных пород	43	-18,6	-5,6	-12,3	0,5	-6,5	4,7	-2,1	0,4
В том числе:									
кальцит	35	-18,6	-5,6	12,0	0,6	-6,5	4,7	-2,2	0,4
доломит	8	-15,6	-9,8	-13,4	0,7	-4,8	0,6	-1,6	0,7
Минералы из туфогенных пород	22	-18,5	0,0	-10,3	0,9	-8,4	0,6	-2,5	0,5
В том числе:									
кальцит	18	-18,5	0,0	-10,2	1,0	-8,4	0,6	-2,6	0,6
доломит	4	-16,0	-5,2	-11,2	2,4	-2,7	-1,2	-1,7	0,3
Минералы из субвулканических пород	15	-19,7	-6,9	-13,3	0,9	-9,1	-1,3	-4,0	0,6

Окончание табл. 40

05			δ ¹⁸ O, %	0 (PDB)		δ^{13} C, ‰ (PDB)			
Объект	n	x_{\min}	x_{max}	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$	x_{\min}	x _{max}	\overline{x}	$S_{\overline{x}}$
Минералы из эффузивных породскв. Межинская 2	3	-13,5	-11,2	-12,1	0,7	-6,2	-1,5	-3,1	1,6
Минералы из эффузивных породскв. Центролит 2К	8	-11,6	-7,3	-8,9	0,6	-5,2	-1,8	-3,4	0,5
Минералы из магматических пород невыясненной глубинности (субвул- канические или эффузивные)	8	-16,4	-9,1	-13,4	0,8	-4,5	-0,8	-3,1	0,4
Минералы из всех типов пород	102	-19,7	0,0	-11,8	0,4	-9,1	4,7	-2,6	0,2
В том числе:									
кальцит	86	-19,7	0,0	-11,7	0,4	-9,1	4,7	-2,7	0,3
доломит	16	-16,7	-5,2	-12,5	0,8	-4,8	0,6	-1,8	0,4

Примечание. n – число определений, $x_{\min}, x_{\max}, \overline{x}$ – минимальное, максимальное, среднее значения, $S_{\overline{x}}$ – ошибка среднего.

На рис. 59 хорошо видно, что на фоне большого разброса значений δ^{18} O и прожилковые карбонатные минералы, и карбонатные породы из области развития магматизма в большинстве своем легче по кислороду, чем соответствующие объекты Припятского прогиба, находящиеся вне этой области. По средним значениям δ^{18} O для минералов эта облегченность не столь велика (2,5 ‰), а для пород весьма существенна (5,6 ‰) (табл. 40, см. табл. 37).

Разница в изотопном составе углерода сравниваемых образований не просматривается; основная часть значений δ^{13} С находится вблизи стандарта для морских карбонатов, и изотопия углерода далее нами не обсуждается.

Проанализируем, с чем связана кислородно-изотопная облегченность большинства изученных карбонатов в области магматизма. Нет свидетельств, что изотопный состав кислорода карбонатообразующих растворов был здесь существенно отличным от того, что свойственен разрезам без вулканитов. Также нет оснований полагать, что наблюдаемое распределение δ^{18} О в карбонатах обусловлено большей глубиной залегания исследованных образцов из области магматизма, чем за ее пределами, т.е. фактором обычного регионального погружения, сопровождающегося ростом пластовой температуры. Средняя глубина залегания проанализированных проб катагенетических минералов из разрезов с вулканитами (2690 ± 78 м) в Припятском грабене даже меньше, чем в разрезах без вулканитов (3178 ± 184 м), а для карбонатных пород указанных типов разрезов она примерно одинакова (2981 ± 228 и 3066 ± 66 м соответственно). Не видно намека на зависимость δ^{18} О от глубины отбора образцов и на корреляционном графике (рис. 60).

Поэтому нам представляется, что изотопная облегченность карбонатов в области магматизма обусловлена более напряженным геотермическим



Рис. 60. Изотопный состав кислорода и глубина залегания катагенетических карбонатных минералов из девонских пород Припятского прогиба за пределами области магматизма (1) и прожилковых карбонатов в ее пределах (2–7): прожилки из 2 – осадочных пород, 3 – туфогенных, 4 – субвулканических, 5 – магматических пород невыясненной глубинности (субвулканических или эффузивных), 6 – эффузивных из скв. Межинская 2, 7 – эффузивных из скв. Центролит 2К

режимом здесь, чем за ее пределами и, как следствие, образованием прожилковых минералов и перекристаллизацией пород в разрезах с вулканитами при температурах более высоких, чем в разрезах без вулканитов.

Данный вывод является изотопно-геохимическим подтверждением отмеченного Л.Ф. Ажгиревич и В.П. Корзуном [2, 3] более напряженного, чем в целом по Припятскому прогибу, геотермического режима северо-восточной его части. По данным указанных авторов, степень катагенеза пород разрезов с вулканитами достигает жирной и коксовой стадий, в то время как на остальной территории лишь длиннопламенной.

Если принять изотопный состав кислорода минералообразовательных подземных растворов таким, как это характерно для морской воды позднего девона ($\delta^{18}O = -5 \ \%$ SMOW) [223], то с использованием известных изотопных геотермометров [214, 279] получим для прожилковых кальцитов из области магматизма в Припятском грабене среднюю температуру образования 50 °C, а максимальную – 115 °C. Для прожилковых доломитов эти цифры составят соответственно 72 и 100 °C. Если в качестве модельного возьмем изотопный состав кислорода современной морской воды ($\delta^{18}O = 0 \ \%$ SMOW), расчетная

средняя температура кальцитообразования составит 85 °C, максимальная – 181 °C, доломитообразования – 112 и 152 °C соответственно. Неопределенность в выборе изотопного состава кислорода минералообразующих растворов не дает возможности остановиться на каком-то одном варианте расчетов. Но достаточно определенно можно сказать, что при допущении близости изотопного состава кислорода минералообразующих подземных вод в разрезах с вулканитами и без них температура образования катагенетических карбонатных минералов в первых лишь примерно на 20 °C была выше, чем во вторых. Данное заключение интересно для оценки времени минералообразования относительно максимума тектоно-магматической активизации. В п. 4.1 было показано, что в нормально-осадочных разрезах изотопный состав кислорода карбонатных минералов в трещинах и кавернах легче, чем вмещающих пород. Это было объяснено тем, что в условиях температур зоны катагенеза происходила кристаллизация всей массы карбонатного выполнения трещин и каверн, а преобразования пород состояли в структурно-минералогической перестройке их отдельных компонентов, в то время как другие сохранили изотопный состав кислорода, доставшийся им от стадий седиментации и диагенеза. В зоне же развития магматизма карбонатные породы в среднем имеют даже несколько более легкий изотопный состав кислорода (-12,6 ‰), чем вторичные прожилковые минералы (-11,8 ‰) (табл. 40). Возможно, это обусловлено тем, что породы испытали интенсивную перекристаллизацию во время максимума тектоно-магматической активизации, а минералы в прожилках кристаллизовались в период спада геотермической напряженности.

Данное предположение в какой-то мере подкрепляется характером распределения величин δ¹⁸О в прожилковых карбонатах в зависимости от генезиса вмещающих пород (рис. 60, табл. 40). Это распределение указывает на отсутствие непосредственной связи процесса кристаллизации карбонатов с магматическим процессом. Наиболее низкое среднее значение δ^{18} O в прожилках, свидетельствующее о самой высокой температуре их кристаллизации, ожидаемо отмечено для субвулканических пород (-13,3 ‰). Но оно совсем ненамного ниже средних значений для прожилковых карбонатов из эффузивов скв. Межинская 2 (-12,1 ‰) и из осадочных пород области магматизма (-12,3 ‰). Еще более высокие величины δ¹⁸О (более низкие температуры образования) свойственны прожилкам из туфогенных пород (в среднем -10,3 ‰) и эффузивов скв. Центролит 2К (-8,9 %). Эти цифры находятся на уровне значений для карбонатов в трещинах и кавернах разрезов без вулканитов (-9,3 %). Формирование карбонатных прожилков в туфогенных и эффузивных породах, очевидно, происходило после быстрого и значительного остывания материала вулканических извержений, которые происходили в подводных и островных субаэральных условиях [19], и после перекрытия этих пород чехлом осадочных образований.

Стоит оговориться, что наблюдаемый изотопный состав кислорода карбонатных прожилков из эффузивов палеовулкана Центролит, залегающих на небольших глубинах (образцы с глубин 406–583 м) и с глубины 401 м перекрытых триасовыми отложениями, может трактоваться не только «с температурных позиций». Он может быть связан с воздействием легких по кислороду атмогенных подземных вод как во время огромного перерыва в осадконакоплении (с позднего девона по триас), так и в последующем.

* * *

Таким образом, прожилковые карбонатные минералы из пород области развития позднедевонского магматизма в северо-восточной части Припятского прогиба в основном имеют более легкий изотопный состав кислорода, чем карбонаты трещин и каверн из разрезов вне этой области. Это касается также вмещающих карбонатных пород. Полученный результат объясняется образованием прожилковых минералов и перекристаллизацией пород в разрезах с вулканитами при температурах более высоких, чем в разрезах без вулканитов, в связи с более напряженным геотермическим режимом в области магматизма.

Вместе с тем соотношение значений δ^{18} О в карбонатных породах и прожилковых карбонатах области магматизма (в первых ниже, чем во вторых) указывает на то, что прожилки формировались при спаде геотермической напряженности.

Формирование карбонатных прожилков в эффузивных и туфогенных породах происходило после существенного остывания вулканического материала в субмаринной или островной субаэральной обстановке и после перекрытия туфогенных и эффузивных пород толщей осадочных образований.

4.3. Изотопы углерода и кислорода в кальците из трещин и каверн в девонских отложениях Северной и Средней Беларуси как индикаторы инфильтрационного катагенеза

Инфильтрационный катагенез осуществляется в инфильтрационных водоносных системах. Преобразования морских отложений в таких системах протекают в среде талассогенно-атмогенных (соленых) или атмогенных (пресных) подземных вод. Движущей силой фильтрации служит гравитация (гидростатический напор). Инфильтрационно-катагенетические преобразования идут главным образом при воздымании осадочных комплексов или их отдельных блоков и в этом смысле являются антиподом элизионно-катагенетических процессов, обусловленных погружением толщ.

Идеальными объектами для изучения изотопной специализации продуктов инфильтрационного катагенеза являются кальцит из трещин и каверн в породах и сами карбонатные породы девонской толщи Беларуси за пределами Припятского грабена. Здесь, на территории Северной и Средней Беларуси девонские отложения залегают неглубоко и перекрываются чаще всего четвертичными образованиями, реже юрскими и меловыми (см. рис. 1). Породы



Рис. 61. Местоположение объектов изотопного изучения минеральных продуктов инфильтрационного катагенеза в девонских отложениях на территории Беларуси: 1 – скважины: 1 – Бобруйск 6, 2 – Борисов 15, 3 – Борисов 22, 4 – Браслав 3, 5 – Браслав 6, 6 – Браслав 7, 7 – Браслав 8, 8 – Браслав 14, 9 – Браслав 15, 10 – Браслав 205, 11 – Браслав 206, 12 – Браслав 207, 13 – Королево 1, 14 – Лепель 2, 15 – Лепель 5, 16 – Лепель 6, 17 – Лепель 16, 18 – Молодечно 58, 19 – Озераны 3к, 20 – Паричи 2, 21 – Паричи 4, 22 – Поставы 5, 23 – Слуцк 55, 24 – Слуцк 56, 25 – Толочин 26, 26 – Толочин 33, 27 – Толочин 36, 28 – Толочин 37, 29 – Толочин 38, 30 – Червень 1, 31 – Червень 3, 32 – Червень 8; 2 – район расположения скв. Лучеса 318, 322, Песковатик 326 и карьера Гралево; 3 – Жлобинское и Уваровичское поля диатрем; 4 – зона изучения взятых для сравнения доломитовых пород в Припятском грабене; 5 – область отсутствия эмсско-верхнедевонских отложений

девонского разреза почти повсеместно содержат слабоминерализованные или пресные воды.

Представляло интерес сопоставить изотопные показатели кальцита в трещинах и кавернах из девонских отложений Северной и Средней Беларуси и элизионно-катагенетического кальцита в Припятском грабене, охарактеризованного в п. 4.1. Кроме того, было важно сравнить валидность кальцита и вмещающих пород как изотопных индикаторов инфильтрационного катагенеза.

Основное внимание было сосредоточено на изучении нижне-среднедевонской толщи Оршанской впадины, Белорусской антеклизы, Латвийской и Жлобинской седловин, склонов Балтийской синеклизы (рис. 61), а точнее, на двух интервалах этой толщи, наиболее насыщенных проявлениями катагенетического кальцита. Это: 1) витебский горизонт эмсского яруса нижнего девона и перекрывающий его адровский горизонт эйфельского яруса среднего девона и 2) доломитовая пачка городокского горизонта эйфеля (см. рис. 21, 24).

В витебских и адровских породах кальцит заполняет и инкрустирует каверны и поры постлитификационного выщелачивания размером до 2–4 см, слагает цемент оолитовых, псевдооолитовых и песчаных пород. Установлены два характерных типа кальцитового цемента – сплошной пойкилитовый, присущий пресноводно-фреатической зоне, и менисковый, свойственный вадозной зоне [82]. Постседиментационная природа кальцитового цемента доказывается запечатыванием в нем регенерационного полевого шпата, причем кальцит корродирует регенерационную кайму. Кальцитовые агрегаты пор и каверн сложены, как правило, хорошо оформленными бесцветными, желтоватыми и розоватыми, всегда прозрачными кристаллами. Их размер достигает 2–10 мм.

В доломитовых породах городокского горизонта формы проявления кальцитовой минерализации разнообразны. Во-первых, это постлитификационные прямые и четко очерченные вертикальные жилки, возникшие по тектоническим трещинам шириной 2–3 мм, и друзовые агрегаты в кавернах; во-вторых, многочисленные субгоризонтальные и субвертикальные тонкие (от долей миллиметра до 3 мм) и короткие залеченные кальцитом пустоты усыхания; в-третьих, заполненные нацело или частично кальцитом полости в доломитах, имеющие форму кубов с вогнутыми гранями и размер 2–6 мм. Эти псевдокубические пустоты, по-видимому, представляют собой следы растворения единичных кристаллов галита в неполностью литифицированных карбонатных отложениях. Как и в витебско-адровской части разреза, в городокском горизонте кристаллам кальцита свойственна прозрачность. Они, как правило, бесцветны, их размер достигает 3–5 мм.

Установлены следующие наиболее характерные формы кристаллов кальцита: а) правильные ромбоэдрические кристаллы; б) скаленоэдрические кристаллы, часто усложненные гранями призмы и ромбоэдра; в) кристаллы призматического габитуса со значительным развитием граней гексагональной призмы; г) кристаллы сложного габитуса, образованные комбинацией граней призмы, ромбоэдра, скаленоэдра, базопинакоида [93].

Таким образом, на значительное участие пресных подземных вод в образовании кальцита нижне-среднедевонской толщи Северной и Средней Беларуси указывают: 1) морфологическое и оптическое совершенство кристаллов, свойственное минеральным индивидам, росшим медленно из существенно разбавленных растворов; 2) присутствие менискового и сплошного пойкилитового цементов, типичных соответственно для вадозной и пресноводно-фреатической зон [262].

Изотопный аналитический материал по нижне-среднедевонским отложениям представлен в табл. 41 и 42.

Скважина	Глубина, м	Возраст слоя	Порода	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Бобруйск б	142	D ₂ gr	Доломит	-4,3	-9,3
Борисов 22	212	Dret Dad	Доломит оолитовый	-4,9	0,4
	213	D_1 vt- D_2 ad	Доломит	-5,2	-1,3
Браслав 3	290	Det De 1	Песчаник карбонатный	-0,3	-4,4
	298	D_1 vt- D_2 ad	Известняк	-3,4	-6,8
Браслав 6	227	Der	Потокут	-3,5	-2,8
	243	D_2 gr	Доломит	-2,5	-3,8
Браслав 7	212	Der	Tarma	3,2	-8,4
	216	D_2 gr	то же	-2,0	-5,6
Браслав 8	250	D ₂ gr	_»_	3,4	-2,3
Браслав 14	180	Der		2,1	-5,5
	184	D_2 gr	_>>_	-0,1	-3,7
Браслав 15	192	D ₁ vt-D ₂ ad	_»_	-2,3	-10,8
Лепель 2	290	D ₁ vt-D ₂ ad	Мергель	-1,4	-2,3
Молодечно 58	100	D ₂ gr	Доломит	-1,4	-4,0
Поставы 5	192	D ₂ gr	То же	4,4	-4,8
Слуцк 55	125			-2,9	-4,2
	128	D		0,1	-4,3
	1.41	D ₂ gr		3,9	-2,6
	141			-1,4	-2,9
Слуцк 56	122	D		-4,1	-5,1
	126	$D_2 gr$		-1,6	-2,4
Толочин 26	409			-2,0	-1,2
	411			-0,5	0,4
	412	D_1 vt- D_2 ad	Доломит оолитовый	-0,1	-1,5
	419			-1,9	-1,4
Толочин 37	226	D ₂ gr	Доломит	-0,9	-5,7
Толочин 38	304		Доломит оолитовый	-0,6	-5,3
	200		Мергель доломитовый	-0,3	-1,9
	308	D_1 vt- D_2 ad		0,1	-0,9
	340		Известняк строматолитовыи	-3,0	3,0
Червень 3	110	D ₂ gr		-3,2	-3,7
	158		Доломит оолитовыи	-2,6	-2,0
	163	D_1 vt- D_2 ad		-1,5	-2,0
	168	1. 1	10 же	-1,1	0,0
Червень 6	142	D ₁ vt-D ₂ ad	Доломит	-3,4	-7,9

Таблица 41. Изотопный состав углерода и кислорода неглубокозалегающих нижнеи среднедевонских пород Северной и Средней Беларуси [47]

П р и м е ч а н и е. Стратиграфические подразделения: D_1vt – витебский горизонт эмсского яруса нижнего девона, D_2ad и D_2gr – адровский и городокский горизонты эйфельского яруса среднего девона.

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Нижни	й и средний дев	вон Северной и	Средней Беларус	си
Бобруйск 6	142	D ₂ gr	-7,5	-6,9
Борисов 15	191	D ₂ gr	-2,2	3,0
Борисов 22	158	D ₂ gr	-3,0	-8,3
	213	D ₁ vt-D ₂ ad	-7,6	-9,6
Браслав 3	235	D ₂ gr	-10,2	-2,9
	298	D ₁ vt-D ₂ ad	-4,7	-9,2
Браслав 6	227		-8,9	-0,9
	240	D ₂ gr	-8,4	-1,0
	243		-9,4	-8,5
Браслав 7	212	Dan	-5,8	-7,2
	216	D_2 gr	-5,5	-10,4
Браслав 8	250	D ₂ gr	-11,2	-3,2
Браслав 14	180		-11,2	-6,4
	184	D ₂ gr	-7,7	-10,3
	218		-12,2	-6,1
Браслав 205	229	D ₂ gr	-15,1	-6,0
	248		-11,8	-4,1
			-8,8	-1,3
	260		-4,3	-13,5
Браслав 206	214	D ₂ gr	-10,1	-8,8
Браслав 207	246	D ₂ gr	-11,4	-7,3
Королево 1	191	Dar	-8,0	-2,7
	192	D ₂ gi	-7,9	-8,9
Лепель 5	154		-3,5	-10,6
	161		-11,3	-7,9
	162		-8,9	-8,5
	102		-10,5	-3,9
	163	Dar	-9,0	-3,2
	164	D ₂ gi	-10,0	-9,9
	166		-10,5	-8,2
	170		-8,5	-10,4
	180		-7,0	-8,6
	100		-7,3	-7,6
Лепель 6	184	Dor	-3,9	-5,1
	186	$D_2 gr$	-9,8	-5,2

Таблица 42. Изотопный состав катагенетических кальцитов из неглубокозалегающих девонских отложений Беларуси [47]

Окончание п	абл. 42
-------------	---------

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Лепель 16	169	D	-8,9	-8,4
	180	D_2 gr	-5,5	-5,0
Озераны ЗК	248	D ₁ vt-D ₂ ad	-9,3	-9,3
Поставы 5	192	D ₂ gr	-6,6	-7,9
Слуцк 55	125		-0,8	-9,9
	128	1	-8,5	-4,1
Слуцк 56	122	D ₂ gr	-13,6	-12,2
	12(-5,6	-7,5
	120		-7,1	-3,6
	178	D ₁ vt-D ₂ ad	-9,1	-13,8
Толочин 33	206		-9,4	-8,6
	226	$D_2 gr$	-8,3	-3,8
	241		-15,2	-14,5
Толочин 36	208	D ₂ gr	-9,5	-14,5
	223		-11,6	-9,8
Толочин 37	216	Der	-9,5	-9,8
	226	D_2 gr	-11,6	-12,1
Червень 1	147	D ₂ gr	-7,3	-11,1
Червень 3	128	Der	-4,8	-14,4
	139	D_2 gr	-5,7	-7,5
Червень 8	126	D ₂ gr	-13,0	-8,6
	Верхний девон 2	Жлобинского по	оля диатрем	
593	212		-6,5	-11,3
	213	1	-5,7	-11,6
	214]	-4,3	-12,6
	215	D ₃ sm	-6,7	-10,7
	215		-5,0	-9,9
	231	1	-5,1	-6,7
	237		-7,6	-12,6

П р и м е ч а н и е. Стратиграфические подразделения: D_1vt – витебский горизонт эмсского яруса нижнего девона, D_2ad и D_2gr – адровский и городокский горизонты эйфельского яруса среднего девона, D_3sm – семилукский горизонт франского яруса верхнего девона.

Глубина, м	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)				
Скв. Лучеса 318						
40,5	-0,2	-5,8				
48,5	-0,8	-5,8				
58,0	-1,2	-7,4				
63,0	-1,0	-6,4				
63,0	-2,6	-5,1				
64,5	-2,2	-6,4				
71,0	-0,1	-2,8				
	Скв. Лучеса 322					
36,7	-1,6	-7,8				
38,0	0,6	-5,5				
38,2	-0,8	-6,0				
44,7	-0,9	-5,3				
50,0	-2,2	-5,1				
51,0	-1,2	-5,9				
53,0	-3,0	-6,4				
58,0	2,3	-4,6				
	Скв. Песковатик 326	5				
30,0	-0,3	-4.1				
35,0	0,2	-6.0				
38,0	-1,5	-6,9				
40,0	-0,6	-6,5				
50,0	-1,0	-5,8				
54,0	0,4	-6,1				
63,0	-0,3	-6,0				
65,0	0,1	-4,8				
72,5	0,5	-6,2				
73,6	-0,9	-5,6				
73,6	0,0	-5,8				
78,4	-0,1	-5,4				
80,0	-0,3	-5,6				
82,0	-0,3	-6,2				
84,0	-1,6	-7,6				
86,0	-2,2	-5,7				
	Карьер Гралево					
20,0	-2,2	-8,2				
20,0	-1,9	-4,9				
20,0	1,6	-5,1				
20,0	0,4	-4,8				

Таблица 43. Изотопный состав углерода и кислорода франских (саргаевско-семилукских) доломитовых пород Оршанской впадины (Витебск и окрестности) [47]



Рис. 62. Закарстованные франские доломиты района Витебска (карьер Гралево) с пещеристыми полостями (*a*) и кавернами выщелачивания более крупного (*б*) и менее крупного (*в*, *г*) размеров. Самые большие пещеристые полости – до 20 см



Рис. 63. Доломит с крупными пещеристыми полостями (Жлобинское поле диатрем, скв. 593, гл. 196 м, семилукский горизонт франского яруса)

Вторым объектом нашего внимания были франские (саргаевские и семилукские) карбонатные породы Оршанской впадины, изучавшиеся в Витебске и его окрестностях по керну трех гидрогеологических скважин и в карьере Гралево (рис. 61, табл. 43). Самой примечательной особеннностью этих пород, представленных доломитами, в значительно меньшей степени доломитовыми и доломитистыми известняками, является их закарстованность. Активный карст «района витебских порогов» описан очень давно [8]. Выветрелые, пористые и кавернозные доломиты (рис. 62) залегают непосредственно под четвертичными отложениями, содержат большие запасы пресных подземных вод, которые интенсивно эксплуатируются (например, в Витебске).

Третьим объектом изучения изотопной специализации минеральных продуктов инфильтрационного катагенеза стали отложения франского возраста на Жлобинской седловине и СевероПрипятском плече Припятского прогиба. Здесь исследовались франские доломитовые разрезы с трубками взрыва в пределах Жлобинского и Уваровичского полей диатрем и без трубок взрыва на Паричской ступени (рис. 61). В первых анализировались породы и катагенетические кальциты, во вторых – только породы (рис. 63, табл. 44, см. табл. 42).

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)		
Жлобинское поле диатрем (Жлобинская седловина)						
593	215	D ₃ sm	0,1	-5,1		
	215	D ₃ sm	-0,7	-4,5		
	224	D ₃ sm	-1,1	-5,7		
	224	D ₃ sm	1,0	-4,0		
	231	D ₃ sm	-1,4	-7,1		
	234	D ₃ sm	-0,2	-7,8		
	234	D ₃ sm	-3,0	-7,7		
	237	D ₃ sm	-0,6	-4,8		
	240	D ₃ sm	-1,1	-4,9		
	240	D ₃ sm	-2,1	-3,3		
	241	D ₃ sm	-1,7	-5,7		
Цупер 488	164	D ₃ sm-rč	-3,0	-4,0		
	238	D ₃ sm-rč	-2,0	-4,5		
	239	D ₃ sm-rč	-1,9	-6,7		
	248	D ₃ sm-rč	-2,1	-5,1		
	249	D ₃ sm-rč	-3,2	-6,3		
	250	D ₃ sm-rč	-3,7	-5,1		
	250	D ₃ sm-rč	-3,8	-6,5		
	251	D ₃ sm-rč	-1,4	-6,3		
	255	D ₃ sm-rč	-2,3	-5,1		
	262	D ₃ sm-rč	-2,0	-4,8		
	263	D ₃ sm-rč	-2,7	-6,4		
	264	D ₃ sm-rč	-2,6	-7,4		
	275	D ₃ sm-rč	-1,7	-6,2		
	281	D ₃ sm-rč	1,6	-7,1		
	284	D ₃ sm-rč	-0,6	-6,4		
	284	D ₃ sm-rč	-0,3	-7,8		
	285	D ₃ sm-rč	-0,3	-5,8		
	288	D ₃ sm-rč	-2,4	-4,6		

Таблица 44. Изотопный состав углерода и кислорода франских доломитовых пород Жлобинской седловины и Северо-Припятского плеча [47]

Продолжение табл. 44

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)				
		1						
(20112.001	Уваровичское поле диатрем							
(зона соч	пленения жлооинс	кои седловины и	Северо-припятся	сого плеча)				
12	312	D ₃ ev	-6,2	-3,4				
	309	D ₃ ev	-4,2	-10,2				
19	315	D ₃ ev	-2,5	-7,1				
	315	D ₃ ev	-1,2	-6,4				
	343	D ₃ ev	-2,7	-4,4				
	343	D ₃ ev	-2,5	-4,5				
52д	595	D ₃ vr	-2,4	-11,1				
	620	D ₃ vr	-2,6	-6,1				
53	314	D ₃ vr	-3,4	-7,9				
	314	D ₃ vr	-3,8	-7,0				
	314	D ₃ vr	-3,4	-7,9				
	314	D ₃ vr	-3,4	-7,9				
	314	D ₃ vr	-3,8	-7,0				
53д	312	D ₃ ev	-2,6	-7,1				
	327	D ₃ vr	-3,4	-3,9				
	327	D ₃ vr	-4,3	-7,5				
57д	260	D ₃ ev	-12,1	0,0				
	263	D ₃ ev	-5,5	-4,6				
65	277	D ₃ ev	-1,6	-3,4				
	280	D ₃ ev	-1,6	-2,6				
	285	D ₃ ev	-3,2	-7,1				
82	337	D ₃ ev	-2,1	-4,7				
113	317	D ₃ ev	-3,1	-5,1				
	392	D ₃ vr	0,7	-5,3				
	392	D ₃ vr	-2,1	-5,8				
	399	D ₃ vr	-2,0	-7,7				
116	279	D ₃ ev	-5,2	-4,3				
	288	D ₃ ev	-4,2	-4,1				
	315	D ₃ vr	-3,6	-3,7				
	315	D ₃ vr	-3,1	-5,1				
	369	D ₃ vr	-1,5	-8,8				
	494	D ₃ vr	-1,3	-8,8				
	506	D ₃ vr	0,0	-8,6				
	524	D ₃ sr	-0,8	-8,9				
	536	D ₃ sr	-0,6	-7,8				
	538	D ₃ sr	-0,9	-8,0				

Окончание	табл.	44
-----------	-------	----

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)			
119	292	D ₃ ev	-2,3	-6,4			
131	270	D ₃ ev	-3,4	-6,3			
	287	D ₃ ev	-3,6	-6,5			
135	365	D ₃ vr	-2,0	-5,7			
136	347	D ₃ ev	-1,6	-4,7			
	385	D ₃ ev	-2,3	-6,2			
	Паричская ступень Северо-Припятского плеча						
Паричи 2	170	D ₃ sr	-4,0	-8,0			
	183	D ₃ sr	-3,3	-8,3			
	183	D ₃ sr	-3,0	-7,7			
	185	D ₃ sr	-2,7	-7,0			
	190	D ₃ sr	-2,9	-6,4			
Паричи 4	94	D ₃ sr	-3,6	-7,1			
	94	D ₃ sr	-2,5	-5,5			

П р и м е ч а н и е. Стратиграфические подразделения франского яруса верхнего девона: горизонты: D₃sr – саргаевский, D₃sm – семилукский, D₃rč – речицкий, D₃vr – воронежский; D₃ev – евлановский надгоризонт.

В качестве объектов изотопного сопоставления указанных неглубокозалегающих пород и катагенетических кальцитов с соответствующими глубокозалегающими образованиями, для которых исключено (или минимально) существенное влияние пресных инфильтрогенных вод, взяты верхнедевонские доломитовые породы (табл. 45) и элизионно-катагенетические карбонатные минералы Припятского грабена (см. табл. 35, 36).

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Баровская 1	2688	D ₃ zd	-3,2	-7,8
	2695	D ₃ zd	0,3	-4,7
	2697	D ₃ zd	-0,9	-6,9
	2698	D ₃ zd	-1,7	-6,2
	2702	D ₃ zd	-0,3	-5,2
	2714	D ₃ zd	0,6	-6,9
	2735	D ₃ zd	0,6	-8,7
	2735	D ₃ zd	-0,2	-5,8

Таблица 45. Изотопный состав углерода и кислорода верхнедевонских доломитовых пород Припятского грабена

Продолжение табл. 45

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Баровская 1	2740	D ₃ zd	-1,9	-6,1
	3100	D ₃ ev	-3,6	-8,5
	3156	D ₃ vr	-1,0	-7,2
	3166	D ₃ vr	-2,4	-7,4
	3197	D ₃ sm	-1,6	-8,2
Жердевская 1	3933	D ₃ vr	-3,5	-8,0
	3941	D ₃ vr	-2,9	-8,8
	3955	D ₃ vr	-0,9	-8,5
	3978	D ₃ rč	-0,6	-8,9
	4031	D ₃ sr	-1,8	-7,5
Западно-Бобровичская 1	2791	D ₃ vr	-2,1	-9,6
	2794	D ₃ vr	-1,9	-7,0
	2799	D ₃ vr	-2,3	-7,9
	2810	D ₃ vr	-2,1	-8,5
	2821	D ₃ sm	-1,9	-10,0
	2844	D ₃ sr	-5,2	-5,3
	2854	D ₃ sr	-2,4	-5,1
	2858	D ₃ sr	-0,8	-5,8
	2861	D ₃ sr	-1,2	-7,1
Несловская 1	2819	D ₃ zd	-1,0	-6,3
	2831	D ₃ zd	1,6	-6,7
	2839	D ₃ zd	-0,4	-8,5
	2866	D ₃ zd	-0,8	-7,8
Октябрьская 14	1774	D ₃ el	-9,1	-6,0
	1787	D ₃ el	-7,1	-7,5
	1799	D ₃ el	-8,2	-6,6
	1804	D ₃ el	-9,0	-6,7
	1812	D ₃ zd	-7,9	-6,7
	1879	D ₃ zd	-3,4	-7,7
	1886	D ₃ ev	-3,1	-6,7
	2037	D ₃ ev	-2,4	-4,3
	2063	D ₃ vr	-2,1	-6,4
	2073	D ₃ rč	-1,9	-5,7
	2073	D ₃ rč	-2,9	-6,6
	2079	D ₃ sm	-1,3	-5,5
Оланская 2	3084	D ₃ el	0,1	-9,1
	3307	D ₃ zd	1,2	-8,2
	3312	D ₃ el	-0,2	-9,1
	3333	D ₃ el	-1,2	-5,6
	3523	D ₃ el	-2,8	-7,9

Окончание табл. 45

Скважина	Глубина, м	Возраст	δ ¹³ C, ‰ (PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (PDB)
Северо-Домановичская 31	2319	D ₃ el	-0,5	-6,9
	2357	D ₃ el	-5,2	-6,3
	2371	D ₃ el	-8,0	-5,9
	2801	D ₃ vr	-4,0	-8,5
	2810	D ₃ vr	-1,4	-8,3
	2810	D ₃ vr	-0,7	-6,9
	2813	D ₃ vr	-2,4	-7,3
	2815	D ₃ vr	-2,7	-7,4
	2820	D ₃ rč	-1,7	-7,3
Судовицкая 8	3820	D ₃ el	0,4	-6,3
	4013	D ₃ zd	-1,4	-7,5
	4492	D ₃ vr	-0,7	-8,0
	4497	D ₃ vr	-0,8	-7,2
	4535	D ₃ sm	-1,3	-8,9
	4553	D ₃ sr	-0,1	-7,2
	4559	D ₃ sr	-1,0	-7,2
	4568	D ₃ sr	-1,8	-8,6
	4588	D ₃ zhl	-2,6	-6,5
Чистолужская 2	2375	D ₃ sm	-3,3	-6,7
	2377	D ₃ sm	-2,2	-6,4
	2388	D ₃ sm	-1,4	-6,1
	2397	D ₃ sr	-2,5	-6,8
Южно-Вишанская 29	2755	D ₃ el	-2,0	-7,4
	2763	D ₃ el	-0,5	-6,2
	2765	D ₃ el	-1,9	-5,1
	2768	D ₃ zd	-1,6	-6,4
	2768	D ₃ zd	-3,1	-5,8
	2837	D ₃ zd	-2,1	-7,6
	2867	D ₃ zd	-0,4	-8,0
	2878	D ₃ zd	-2,1	-8,4
	2885	D ₃ zd	-0,9	-6,2
	2891	D ₃ zd	-1,7	-7,2

П р и м е ч а н и е. Стратиграфические подразделения франского яруса: горизонты: D₃zhl – желонский, D₃sr – саргаевский, D₃sm – семилукский, D₃rč – речицкий, D₃vr – воронежский, D₃ev – евлановский надгоризонт; надгоризонты фаменского яруса: D₃zd – задонский, D₃el – елецкий.

На рис. 64 хорошо видно, что кальциты, локализованные в девонских карбонатных породах Северной и Средней Беларуси, имеют более легкий изотопный состав и углерода, и кислорода, чем сами породы. Обособление полей фигуративных точек изотопного состава этих двух объектов оказывается более рельефным для верхнедевонских отложений, чем для нижне-среднедевонских. Это объясняется тем, что выборка аналитических определений для



Рис. 64. Сопоставление изотопного состава углерода и кислорода в катагенетических кальцитах (1) и породах (2) для нижне-среднедевонской толщи Северной и Средней Беларуси (*a*) и верхнедевонской – Жлобинского поля диатрем (скв. 593) (*б*)

верхнего девона охватывает образцы всего по 25 м семилукского разреза одной скважины 593 на Жлобинской седловине. Коллекция же изученного каменного материала по нижнему и среднему девону гораздо более разнородна. Она включает образцы по двум отделам девона из керна скважин, расположенных в Оршанской впадине, на Белорусской антеклизе, склонах Балтийской синеклизы, Латвийской и Жлобинской седловинах. Поэтому здесь по-разному проявлялись палеогеографический, палеотектонический, палеогидрогеологический факторы, влияющие на изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород и катагенетических минералов, что несколько «смазывает» разницу между ними.

Тем не менее очевидно, что изотопы и углерода, и кислорода могут выступать индикаторами инфильтрационно-катагенетической природы кальцитов в трещинах и кавернах. О диапазоне облегчения изотопного состава углерода и кислорода кальцитов относительно пород лучше всего судить, сравнивая эти два объекта для одних и тех же штуфов керна (рис. 65). Из 18 пар, взятых таким образом объектов, кальцит облегчен по углероду по сравнению с вмещающей породой в 17 случаях, по кислороду – в 13. Разница в величинах δ^{13} С для кальцитов и пород может достигать почти 15 ‰, в значениях δ^{18} O – 9 ‰.

Не вызывает сомнений, что изотопно-углеродная и изотопно-кислородная облегченность инфильтрационно-катагенетических кальцитов обусловлена участием в минералообразовании метеогенных подземных вод, обогащенных легким почвенным углеродом и легким кислородом инфильтрационных вод. Эти два геохимических агента, конечно, длительно воздействовали и на вмещающие породы. Однако «изотопная память» пород о стадии морской седиментации оказалась достаточно стойкой. Структурно-минералогическая перестройка их отдельных компонентов в катагенезе и изотопный обмен с инфильтрогенными растворами не смогли кардинально повлиять на конечный изотопный состав пород.

Представляет интерес коснуться вопросов о том, когда происходило кальцитообразование в трещинах и кавернах и какими по составу (пресными или солеными) и генезису (атмогенными или талассогенно-атмогенными) были минералообразующие растворы. На эти вопросы трудно ответить определенно. Поскольку, как уже упоминалось, девонские отложения на территории наших исследований перекрываются квартером, реже мелом и юрой и сейчас находятся в зоне пресных или солоноватых подземных вод, то катагенетическое кальцитообразование могло осуществляться на протяжении колоссального по времени перерыва в осадконакоплении и теоретически может продолжаться сегодня.

В этом контексте надо принять во внимание, что в приэкваториальных условиях (в отличие от средних широт) изотопный состав кислорода метеорных осадков, дающих начало инфильтрационным поземным водам, слабо отличается от такового морской воды [309], а территория Беларуси в девоне находилась вблизи экватора [29, 34] и с течением времени все больше от него удалялась.



Рис. 65. Изотопы углерода (*a*) и кислорода (б) в образцах катагенетических кальцитов (1) и пород (2) девонской толщи Северной и Средней Беларуси, отобранных из одного штуфа керна

Не исключено, что катагенетические кальциты нижне-среднедевонских и франских отложений Северной и Средней Беларуси представлены несколькими генерациями, кристаллизовавшимися в разные отрезки геологического времени, с ходом которого менялся изотопный состав кислорода метеорных осадков. На это могут указывать существенные флуктуации значений δ¹⁸О в кальцитах (рис. 64, 65). Но эти флуктуации (как, впрочем, и изотопно-углеродные) могут быть также отражением разной разбавленнности исходных соленых талассогенных вод, захороненных в отложениях, пресными атмогенными.

Сказанное выше, вероятно, позволяет сделать вывод о том, что изотопы кислорода в кальцитах менее, чем изотопы углерода, валидны в качестве индикатора инфильтрационно-катагенетических процессов. Об этом свидетельствует и сопоставление этих двух показателей для кальцитов Северной и Средней Беларуси и элизионно-катагенетических карбонатов Припятского грабена (рис. 66). Четкое обособление полей фигуративных точек изотопного состава для этих двух объектов происходит за счет разницы в составе углерода. Отсутствие различий в изотопном составе кислорода карбонатных продуктов двух типов катагенеза, очевидно, связано с тем, что элизионно-катагенетические минералы, локализованные в глубокопогруженных породах, кристаллизовались при более высокой температуре, обеспечивающей пониженные и низкие значения δ^{18} О, которые в инфильтрационно-катагенетических карбонатахнеглубокихотложенийобеспечиваеткислородатмогенныхподземныхвод.

Мы рассмотрели значимость изотопов углерода и кислорода в кальцитах из трещин и каверн для индикации инфильтрационно-катагенетического процесса. Теперь кратко коснемся индикаторного потенциала изотопного состава валовых проб карбонатных пород. Выше мы уже отметили устойчивость седиментационного изотопного сигнала пород по отношению к инфильтрационнокатагенетическим преобразованиям, что как раз и определяет индикаторное



Рис. 66. Изотопный состав углерода и кислорода инфильтрационно-катагенетического кальцита (девон Северной и Средней Беларуси) (1) и элизионно-катагенетических кальцита и доломита (девон Припятского грабена) (2)

значение кальцита в полостях, который несет катагенетический изотопный сигнал в чистом виде. Но остается вопрос: различается ли изотопия одновозрастных морских карбонатных пород, испытавших и не испытавших воздействие инфильтрационного катагенеза? Мы сравнили изотопный состав углерода и кислорода франских доломитовых пород Жлобинской седловины, Северо-Припятского плеча и Оршанской впадины, находившихся в зоне инфильтрационного катагенеза на протяжении 160-370 млн лет, и франско-фаменских доломитов Припятского грабена, которые никогда не испытывали влияния этого процесса или подвергались ему очень недолго. Представляется бесперспективным искать на графике сопоставления этих данных (рис. 67) какие-то определенные тенденции распределения значений δ^{13} C и δ^{18} O или пытаться объяснять далекие «отскоки» точек от их основного массива. Кажется более правильным сделать вывод о том, что изотопию валовых проб пород трудно использовать для индикации инфильтрационно-катагенетического процесса. Средние значения δ^{13} С пород всех сравниваемых объектов весьма близки между собой и близки морскому стандарту: для Жлобинской седловины и Северо-Припятского плеча – -2,4 ± 0,2 ‰, для Оршанской впадины – -0.7 ± 0.2 , для Припятского грабена -2.1 ± 0.2 ‰. Средние величины δ^{18} О в этом ряду объектов соответственно составили -6.1 ± 0.2 , -5.8 ± 0.2 и -7.1 ± 0.1 %. Эти значения почти или полностью укладываются в диапазон -6,0...-4,0 ‰,



Рис. 67. Диаграмма изотопного состава углерода и кислорода верхнедевонских доломитовых пород Припятского грабена (1), Жлобинской седловины и Северо-Припятского плеча (2) и Оршанской впадины (3)

свойственный тщательно отобранным наиболее сохранившимся от постседиментационных изменений частям раковин брахиопод из верхнедевонских отложений США, Испании, Германии, Марокко, России (Сибирь) и Китая [223, 346, 357].

* * *

Таким образом, изотопы углерода и кислорода в кальцитах, выполняющих трещины и каверны в карбонатных породах могут выступать индикаторами инфильтрационного катагенеза. Степень изотопной облегченности инфильтрационно-катагенетических кальцитов относительно пород может достигать почти 15 ‰ для углерода и 9 ‰ для кислорода. Это обусловлено участием в кальцитообразовании инфильтрационных атмогенных подземных вод, содержащих изотопно-облегченный кислород и обогащенных изотопно-легким почвенным углеродом, и стойкой «изотопной памятью» пород о стадии морской седиментации. Структурно-минералогическая перестройка отдельных компонентов пород в катагенезе и изотопный обмен с инфильтрогенными растворами не влияют кардинально на конечный изотопный состав пород. Сопоставление изотопных показателей для одновозрастных морских карбонатных пород, испытавших и не испытавших воздействие инфильтрационного катагенеза, не показывает существенных различий. Поэтому валовые пробы пород мало пригодны для индикации инфильтрационного катагенеза.

Изотопы кислорода в кальцитах менее валидны в качестве индикатора инфильтрационно-катагенетических процессов, чем изотопы углерода. Это связано с тем, что облегчение изотопного состава кислорода катагенетических карбонатов может быть вызвано не только влиянием кислорода атмогенных растворов, но и ростом температуры, а также с тем, что изотопный состав кислорода атмогенных инфильтрационных подземных вод зависит от географической широты изучаемой местности, которая меняется в ходе геологической истории.

4.4. Изотопы серы в сульфатных минералах как индикаторы галокатагенеза

Галокатагенез (гравитационно-рассольный катагенез по В.Н. Холодову [141]) – процессы катагенеза неэвапоритовых литофаций, протекающие в обусловленных галогенезом гидрогеохимических средах [82]. В подэвапоритовых (подсолевых) и меэвапоритовых (межсолевых) зонах осадочно-породных бассейнов катагенетические процессы протекают преимущественно под влиянием седиментогенных талассогенных подземных рассолов. Эти рассолы являются производными от поверхностных рассолов (рапы), образующихся в солеродных водоемах наряду с эвапоритовыми осадками на сульфатной и хлоридной стадиях концентрирования. Эвапоритовые рассолы поступают в нижележащие части разреза путем гравитационного стекания наддонной рапы и посредством отжима межкристальной рапы под давлением нагрузки и влияния разломной тектоники. Доминирование того или другого механизма миграции рассолов в отложения, залегающие под эвапоритами, определяется особенностями геологической эволюции бассейна. Характерными минеральными продуктами галокатагенеза являются гипс и ангидрит, локализованные в порах, кавернах и трещинах карбонатных, терригенных, вулканогенных пород. Кристаллизация сульфатных минералов в зоне катагенеза обусловлена смешением эвапоритовых рассолов разной минерализации, флуктуациями пластовых температуры и давления.

Ниже обсуждается серно-изотопная специализация сульфатных минералов, образующихся в разных условиях галокатагенеза.

Рассмотрена территория Северной и Средней Беларуси, где эвапоритовый бассейн представлен гипсовыми пластами, а содержащая галокатагенетический гипс подстилающая толща в основном небольшой мощности сложена набором образований широкого стратиграфического диапазона. Разрез здесь характеризуется значительной гидрогеологической раскрытостью, отсутствием отложений, обогащенных органическим веществом и, как следствие, слабым развитием катагенетической сульфатредукции.

Два других исследованных региона Припятский прогиб и Прикаспийская впадина – глубокие нефтегазоносные бассейны с мощными соленосными толщами. Здесь акцент сделан на сопоставлении изотопной специфики галокатагенеза подсолевых и межсолевых отложений с участием сульфатредукции в среде рассолов хлоридного (Припятский прогиб) и сульфатного (Прикаспийская впадина) геохимических типов.

4.4.1. Верхнепротерозойско-среднедевонские отложения Северной и Средней Беларуси

Объекты изучения на территории Северной и Средней Беларуси расположены на Белорусской антеклизе, Латвийской и Жлобинской седловинах и в Оршанской впадине (рис. 68). Глубина залегания кристаллического фундамента от 300 до 1500 м [19]. Верхнепротерозойские, нижне- и среднедевонские отложения распространены здесь почти повсеместно (см. рис. 1) и представлены песчаниками, алевролитами, гравелитами, глинами, вулканогенно-осадочными, карбонатными и карбонатно-глинистыми породами. Терригенные кембрийские, а также карбонатные и глинисто-карбонатные ордовикские и силурийские отложения присутствуют только на западе территории исследований. В пределах Северной и Средней Беларуси в освейское время эйфельского века существовал эвапоритовый бассейн, запечатленный в разрезе пачкой гипса небольшой мощности (5–20 м).

В отложениях рифея, венда, кембрия, ордовика, нижнего девона (витебский горизонт эмсского яруса) и среднего девона (адровский горизонт эйфельского яруса) присутствует галокатагенетический гипс. Он формирует поровый,



Рис. 68. Расположение скважин, керн которых использовался при изучении изотопного состава серы галокатагенетического и пластового (седиментационного) гипса в верхнепротерозойско-девонской толще на территории Северной и Средней Беларуси: 1 – Большие Бортники 2, 2 – Браслав 3, 3 – Браслав 6, 4 – Браслав 7, 5 – Браслав 8, 6 – Браслав 15, 7 – Браслав 206, 8 – Браслав 209, 9 – Быховская параметрическая, 10 – Друкщяй 324 (территория Литвы), 11– Лепель 1, 12 – Лепель 2, 13 – Лепель 8, 14 – Озераны 3к, 15 – Поставы 5, 16 – Толочин 26, 17 – Толочин 38, 18 – Червень 3

крустификационный, пойкилитовый цемент песчаников, оолитовых и псевдооолитовых доломитов и известняков, присутствует в виде гнезд, желваков, выполнения трещин и каверн в известняках, доломитах, мергелях и других породах (рис. 69).

Постседиментационная (катагенетическая) природа гипса доказывается следующим образом [17, 82, 86].

1. Проявления гипса не связаны с какими-то определенными стратиграфическими уровнями или фациями. Так, он установлен во всех горизонтах ордовика, породы которого богаты разнообразными палеонтологическими остатками (брахиоподы, мшанки, кораллы, цефалоподы), что указывает на очень благоприятные условия жизни мелководного морского бентоса. Гипс присутствует в вендских ледниковых и вулканогенно-осадочных образованиях, не имеющих ничего общего с эвапоритовым процессом.

2. Гипс часто приурочен к постлитификационным элементам пород (тектонические трещины, каверны по выщелоченным раковинам, стилолиты), что свидетельствует о роли гидрогеологического фактора в развитии сульфатной минерализации.



Рис. 69. Галокатагенетический гипс в отложениях эмса (*a–в*) и кембрия (*г*) Северной и Средней Беларуси (фотографии шлифов, н +): *а* – гипсовый цемент в песчанике, контактирующий с регенерированным зерном полевого шпата, скв. Лепель 2, гл. 305 м; *б* – макрокристаллический гипс в центральной части поры в песчанике и волокнистый – в периферийной, скв. Браслав 3, гл. 302 м; *в* – пойкилитовый гипсовый цемент в псевдооолитовом известняке, скв. Толочин 26, гл. 406 м; *г* – пойкилитовый гипсовый цемент в песчанике, скв. Браслав 15, гл. 220 м

3. В песчаниках кембрийского и эмсского возраста, содержащих сплошной гипсовый цемент, присутствуют продукты постседиментационных преобразований (регенерация полевых шпатов, глауконитизация обломочных зерен), невозможных при условии первичной гипсовой цементации (рис. 69, *a*).

4. Довольно обычный для рассматриваемых пород пойкилитовый характер цементации (рис. 69, *в*, *г*) свидетельствует о медленном росте кристаллов, наиболее вероятном в подземных условиях (в зоне катагенеза).

Приведенные факты дают основания предполагать, что гипсовая минерализация в отложениях верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, нижнего и самых низов среднего девона на территории Северной и Средней Беларуси обусловлена действием рассолов, которые мигрировали из вышерасположенного эйфельского эвапоритового бассейна, запечатленного в разрезе пластами гипса небольшой мощности (5–20 м). Этот вывод подкрепляется также фактом отсутствия гипса в образованиях ордовика, кембрия и верхнего протерозоя, залегающих за пределами площади распространения эйфельских (освейских) эвапоритов на юго-западе Беларуси. Кроме того, уместно заметить, что верхнепротерозойско-среднедевонские образования на изучаемой территории содержат соленые воды и рассолы, минерализация которых в наиболее погруженной части Оршанской впадины достигает 150 г/л [85]. Образование таких рассолов невозможно без участия продуктов эйфельского галогенеза.

Веским подтверждением галокатагенетической природы гипса в рассматриваемых отложениях, которая следует из приведенных результатов литологических и общегеологических исследований, является изотопный состав серы гипса (табл. 46) [78, 277]. Для всех стратиграфических подразделений он оказывается почти одинаковым. Среднее значение $\delta^{34}S$ в гипсе верхнепротерозойских образований составляет 19,1 ‰, кембрийских – 19,4, ордовикских – 18,8, витебско-адровских – 17,9 ‰. В свете известных флуктуаций δ^{34} S морской воды в ходе геологической истории, этот факт уже интересен и говорит о неседиментационном происхождении гипса. Так, например, изотопный состав серы сульфата кембрийского моря, самый тяжелый во всей геологической истории, оценивается характерным значением δ^{34} S примерно 30 ‰ [341], которое совершенно несопоставимо с наблюдаемым у нас (19,4 ‰). Изотопный состав серы гипса из всех перечисленных стратиграфических подразделений Беларуси очень близок к составу пластового гипса освейского горизонта. В п. 1.3.1 монографии уже сообщалось, что на основании данных по скважинам Браслав 15, Лепель 1, Озераны 3к, Поставы 5, Толочин 38, Червень 3 и Быховская параметрическая (см. рис. 68, табл. 6) среднее значение δ³⁴S освейского гипса оценено в $18,4 \pm 0,4$ ‰. Эта цифра лишь незначительно ниже значений, характерных для морских сульфатов среднего девона на глобальной изотопной кривой (19-20 ‰) [253, 341], что, очевидно, вызвано влиянием легкой континентальной серы на мелководный морской освейский бассейн.

Скважина	Глубина, м	Литология	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)
Верхний протерозой			
Быховская параметрическая	351	Песчаник с гипсовым цементом	17,3
	426	То же	19,5
	434	_»_	19,5
	442	_»_	20,1
	444	_»_	20,5
	468	_»_	19,1
	506	_»_	20,0
	607	_»_	18,6
	686	_»_	21,4
Лепель 8	385	_»—	19,9

Таблица 46. Изотопный состав серы галокатагенетического гипса из верхнепротерозойско-среднедевонских отложений территории Северной и Средней Беларуси
Продолжение табл. 46

Скважина	Глубина, м	Литология	$\delta^{34}S, $ % (CDT)		
Толочин 38	350	Алевролит с гипсовым цементом	19,2		
	359	То же	19,4		
	361	Песчаник с гипсовым цементом	16,6		
	366	366 То же			
Червень 3	201	Туфогенная глина с прожилками гипса	19,8		
	619	Песчаник с гипсовым цементом	16,3		
		$\overline{x} = 19.1 \pm 0.3 \%$			
		Кембрий			
Браслав 15	220	Песчаник с гипсовым цементом	18,0		
Друкщяй 324	507	То же	21,2		
	584	Гравелит с гипсовым цементом	22.0		
Лепель 1	349	То же	20,2		
	353	_»_	21,2		
Лепель 2	335	Песчаник с гипсовым цементом	18,1		
	337	То же	15,4		
		$\overline{x} = 19,4 \pm 0,9 \%$			
		Ордовик			
Браслав 7	300	Известняк с гнездами гипса	19,7		
Браслав 8	306	Доломит с гнездами гипса	18,9		
	328	Известняк с гнездами гипса	15,2		
	330	То же	18,6		
Браслав 15	192	_»_	18,2		
	202	Известняк с гнездами гипса	18,8		
	209	То же	19,7		
Браслав 206	327	_»_	18,7		
	337	_»_	19,8		
Браслав 209	291	_»_	20,0		
		$\overline{x} = 18.8 \pm 0.4 \%$			
Витебский	горизонт (э (эй	мс, нижний девон) – адровский горизо фель, средний девон)	нт		
Большие Бортники 2	219	Доломит с гнездами гипса	18,0		
	219	То же	19,4		
Браслав 3	287	Песчаник с гипсовым цементом	16,1		
Браслав 6	327	Песчаная брекчия с гипсовым цементом	17,8		
Браслав 8	302	Песчаник с гипсовым цементом	14,3		
		1			

Окончание табл. 46

Скважина	Глубина, м	Литология	$\delta^{34}S, $ % (CDT)
Браслав 15	187	Песчаник с гипсовым цементом	18,4
	190	Доломит с гнездами гипса	17,3
	193	Мергель с гнездами гипса	18,4
Быховская параметрическая	336	Гравелит с глинисто-доломитово- гипсовым цементом	21,5
Лепель 2	285	Доломит с гнездами гипса	17,8
	295	Мергель с гнездами гипса	19,0
	304	Песчаник с гипсовым цементом	17,8
Лепель 8	277	То же	18,5
Толочин 26	406	Доломит с гнездами гипса	16,9
	443	Песчаник с гипсовым цементом	18,5
Толочин 38	304	Доломит с гнездами гипса	17,4
		$\overline{x} = 17,9 \pm 0,4 \%$	

Примечание. \overline{x} – среднее арифметическое и его ошибка.

Таким образом, приведенное сопоставление изотопного состава серы гипса из различных стратиграфических подразделений Северной и Средней Беларуси свидетельствует о том, что растворы, из которых кристаллизовался гипс в отложениях верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, эмса и низов эфейля имеют один водный источник, которым была рапа освейского эвапоритового бассейна.

Из широкого стратиграфического диапазона подэвапоритовых (подосвейских) отложений, в которых установлен галокатагенетический гипс, выпадает силур. Это связано со слабой изученностью силурийских отложений, площадь распространения которых на территории Беларуси самая небольшая по сравнению со всеми остальными геологическими системами фанерозоя (см. рис. 1). Однако интересно заметить, что относительно недавно в силурийских отложениях крайнего запада Беларуси были обнаружены многочисленные проявления гипса, который на основании изучения изотопного состава серы, определен как седиментационно-диагенетический продукт сгущения силурийской морской воды в супралиторальных обстановках (см. п. 1.2.1).

Выше, говоря о гипсе в вендских ледниковых образованиях, мы отмечали, что эти литофации не имеют ничего общего с эвапоритовым процессом, а значит с гипсообразованием. Но гипс в ледниковых отложениях может иметь и неэвапоритовую природу. Рассмотрим этот вопрос подробнее, тем более что природа Беларуси дает уникальный шанс сравнить изотопию гипса в ледниковых образованиях верхнего протерозоя и квартера [21].

Ряд проанализированных проб гипса из верхнепротерозойских отложений Беларуси представлен образцами терригенных пород вильчанской серии нижнего венда параметрической скважины Быховская (рис. 68, табл. 46). Вильчанская толща сложена чередующимися собственно ледниковыми, потоково-ледниковыми и озерно-ледниковыми литофациями (тиллиты, олигомиктовые разнозернистые песчаники, гравелиты, алевролиты, глины). В целом ряде интервалов разреза песчаники сцементированы гипсом. Отложения вильчанской серии Беларуси являются классическим примером континентальной покровно-ледниковой формации, накопившейся на денудационной слаборасчлененной равнине после длительного существования континентального режима [88]. Поэтому нет оснований допускать участие в гипсообразовании вендской морской воды, которая в результате вымораживания могла бы быть сконцентрирована до насыщения по гипсу. Если же все-таки допустить невероятное, то окажется следующее.

Вильчанское оледенение было в начале раннего венда, который охватывает временной интервал 650–620 млн л. н. [19]. Весьма вероятно, что оледенение соответствует гляциопериоду Марино (650–630 млн л. н.) в конце криогения [145]. В возрастном диапазоне этого гляциопериода, судя по глобальной серно-изотопной кривой, изотопный состав серы морской воды характеризуется значениями δ^{34} S около 25 ‰ [332, 341]. Эти значения ощутимо выше определенных в гипсе вильчанской серии (17,3–21,4; среднее 19,6 ‰), которые в точности такие же, как в освейском пластовом гипсе этой же (Быховской) скважины (17,7–21,2; среднее 19,6 ‰).

В отложениях перигляциальной зоны сожской фазы припятского оледенения (средний плейстоцен), вскрытых на востоке Новогрудской возвышенности в овраге у д. Тимошковичи (Кореличский район Гродненской области), Г.И. Литвинюком при обработке материала для палеокарпологических исследований была сделана редкая находка – обнаружен гипс. Отложения с гипсом представлены буровато-серой супесью с карманами песка и включениями пирита. Залегают они на глубине около 13 м от поверхности. Гипсосодержащий слой мощностью 1,2 м подстилается пластичным суглинком, под которым залегает сожская морена, перекрывается торфом сожского позднеледниковья, межледниковыми муравинскими мергелями, торфом и супесью и преимущественно лессовидными супесчаными образованиями поозерского перигляциала.

Гипс представлен бледно-оранжевыми кристаллами пластинчатой, иногда копьевидной формы и их сростками (рис. 70). Размер выделений до 3 мм. Отмечается замещение гипсом древесных остатков или налипание гипса на них. Морфология проявлений гипса и его взаимоотношения с остатками древесины свидетельствуют о его аутигенном характере.

Представляется загадкой механизм образования гипса из пресной воды. В.В. Иванова и М.А. Анисимов [35] сообщают о находках кристаллов гипса в мерзлых четвертичных лагунных отложениях на острове Жохова (архипелаг Новосибирских островов в Восточно-Сибирском море) и объясняют гипсообразование концентрированием воды при вымораживании. Но в этом случае в процессе так или иначе участвует морская вода, в которой концентра-



Рис. 70. Гипс из отложений сожского подгоризонта (средний плейстоцен) разреза Тимошковичи (Кореличский район Гродненской области): *a* – сросток кристаллов пластинчатой и копьевидной формы; *б* – в середине кадра древесный остаток с элементами замещения гипсом

ция сульфат-иона в 100 раз выше, чем в природной пресной воде. Кажущаяся недостижимость состояния насыщенности пресной воды по гипсу (примерно 2 г/л CaSO₄) за счет вымораживания или испарения заставляет усомниться в том, с аутигенным ли гипсом мы имеем дело, несмотря на, как будто бы, бесспорные морфологические признаки именно такой его природы. Не переотложен ли он ледником вместе с нижнепалеозойскими или девонскими породами, в которых встречается в коренном залегании? Все вопросы на этот счет снимаются измерениями изотопного состава серы четвертичного гипса. Он гораздо более легкий ($\delta^{34}S = -6, 9...-6, 7$ ‰), чем у морских сульфатов кальция [341]. Объяснить такой изотопный состав гипса можно с учетом трех вероятных в нашем случае и, вполне возможно, совместно действовавших источников серы. Во-первых, это континентальная сера пресных вод, которая обычно существенно более легкая, чем морская. Так, значения δ^{34} S сульфатной серы воды р. Неман, в бассейне которого находится место наших исследований, изменяются от -0,5 до 8,7 ‰ [98]. Во-вторых, источником серы мог быть окислявшийся пирит, включения которого отмечены в породе, вмещающей гипс: пирит, образующийся в процессе бактериальной сульфатредукции, обычно характеризуется высокими и весьма высокими отрицательными значениями δ³⁴S [139]. В-третьих, учитывая, что выше гипсоносного интервала в нашем разрезе залегает торф, не исключено, что органическая сера могла окисляться до сульфата с участием тионовых бактерий. Подобный процесс, развивающийся на основе битумов в Киндерлинской пещере карбонатного карста на Урале, обусловливает образование вторичного гипса со значениями $\delta^{34}S$ от -23,5 до -15,3 ‰ [144].

Единственно возможный, как мы думаем, механизм образования гипса в ледниковых четвертичных отложениях разреза Тимошковичи нам подсказан опытом, который описан В. Матюком [77] в связи с обсуждением феномена «аномальной» воды. При замораживании–размораживании колодезной или родниковой воды наблюдался осадок, состоящий из копьевидных кристаллов гипса. Криолитогенное формирование четвертичного гипса могло происходить и в сожскую стадию припятского оледенения, и во время поозерского оледенения.

4.4.2. Специфика бассейнов с эвапоритами хлоридного и сульфатного типов: Припятский прогиб и Прикаспийская впадина

Галокатагенетический ангидрит в порах, кавернах и трещинах пород широко распространен в неэвапоритовых литофациях девона Припятского прогиба. Он локализован в фаменской межсолевой, франской подсолевой карбонатной, эмсско-франской подсолевой терригенной толщах. Встречается также в верхнепротерозойских отложениях, в том числе накопившихся в континентальных ледниковых (венд) и опресненных мелководно-морских условиях (рифей) [82]. Наш изотопный аналитический материал получен по образцам пород из наиболее доступных бурению подсолевой карбонатной и межсолевой толщ (см. рис. 37 в п. 2.1). Расположение скважин, керн которых использовался в работе, показано на рис. 71.



Рис. 71. Расположение скважин, керн которых использовался при изучении изотопного состава серы галокатагенетического ангидрита в верхнедевонских отложениях Припятского прогиба: 1 – разломы, ограничивающие прогиб, 2 – граница распространения верхней солевой толщи; скважины: *1* – Березинская 3, *2* – Березинская 10, *3* – Березинская 24, *4* – Боровиковская 2, *5* – Борщевская 5, *6* – Ветхинская 8, *7* – Желонская 2, *8* – Кузьмичевская 1, *9* – Лоевская 2, *10* – Макановичская 1, *11* – Макановичская 2, *12* – Малынская 6, *13* – Новинская 1, *14* – Новоселковская 1, *15* – Первомайская 21, *16* – Холопеничская 1, *17* – Южно-Оземлинская 1



Рис. 72. Галокатагенетический ангидрит в верхнедевонских карбонатных породах Припятского прогиба (фотографии керна): *а* – крупнопластинчатый ангидрит в каверне, сформировавшейся в результате растворения раковины брахиоподы, скв. Холопеничская 1, гл. 2314 м, елецкий надгоризонт фаменского яруса (межсолевая толща); *б* – тектоническая брекция, сцементированная ангидритом, скв. Борщевская 5, 3032 м, евлановский надгоризонт франского яруса (подсолевая карбонатная толща)

Галокатагенетическому ангидриту подсолевых и межсолевых отложений Припятского прогиба присуще разнообразие условий локализации в породах: выполнение тектонических трещин, каверн, пор, гнезд, цементация обломков брекчий, кластогенной и оолитовой матрицы (рис. 72). Ангидрит белый, голубовато-серый, реже розовый, иногда прозрачный, бесцветный, образует короткостолбчатые, удлиненно-таблитчатые, игольчатые и шестоватые кристаллы размером до 1,0–1,5 см и более. В одних случаях отмечаются плотные агрегаты, состоящие из беспорядочно-спутанных кристаллов, в других – отдельные, иногда одинаково ориентированные, редко со штриховкой пластинки.

Распределение новообразованного ангидрита в подсолевых карбонатных и межсолевых отложениях носит региональный, аформационный и афациальный характер. Ангидритовой минерализацией охвачены отложения всех стратиграфических горизонтов и разных фаций: мелкого и углубленного шельфа, глубоководных, авандельтовых, вулканогенных и др. Новообразования локализованы в доломитах, известняках, аргиллитах, песчаниках, туфах, туффитах.

Нередко устанавливается пространственная ассоциация ангидрита с остатками фауны (в том числе и стеногалинной) или следами ее былого присутствия (рис. 72, *a*), что ярко демонстрирует геохимическое противоречие между «эвапоритовыми» условиями образования ангидрита и нормально-морской средой формирования вмещающей матрицы. Ангидрит образовался в среде эвапоритовых рассолов, поступавших в карбонатные, карбонатно-глинистые, терригенные, вулканогенно-осадочные породы на стадии их катагенеза. Это рассолы галогенеза, запечатленного в девонском разрезе Припятского прогиба мощными нижней (франской) и верхней (фаменской) солевыми толщами (см. рис. 37 в п. 2.1). Мигрировавшая из франского и фаменского эвапоритовых бассейнов и комплексов наддонная и, главным образом, межкристальная рапа стала также прародительницей современных подземных рассолов с минерализацией, достигающей 390 г/л в межсолевой и 450 г/л в подсолевой карбонатной толщах. Кроме того, вполне вероятно, что свою роль в галокатагенетическом ангидритообразовании сыграли также рассолы эвапоритовых бассейнов, продукты которых в виде пластов седиментационного ангидрита зафиксированы на ряде стратиграфических уровней подсолевого и межсолевого комплексов.

Из сказанного следует, что, строго говоря, неизвестно, с рассолами какой стадии эвапоритового процесса (сульфатной или хлоридной) связано образование галокатагенетического ангидрита в подсолевых и межсолевых отложениях Припятского прогиба. Поэтому с целью определения значимости изотопов серы как индикаторов галокатагенеза рассмотрим галокатагенетический ангидрит в сравнении с пластовыми (седиментационными) ангидритами, которые являются продуктом сульфатной стадии галогенеза, и сульфатными минералами, рассеянными в каменной и калийной солях (хлоридная стадия). Изотопия серы пластовых ангидритов и акцессорных сульфатов в солях подробно охарактеризована в п. 2.2.

Средние значения δ^{34} S галокатагенетического ангидрита из подсолевых и межсолевых отложений Припятского прогиба (табл. 47) составляют 27,4 ± 1,0 ‰ и 29,5 ± 1,0 ‰ соответственно. Эти цифры существенно выше тех, что характеризуют пластовые ангидриты (22,8 ± 0,8 ‰) и акцессорные сульфаты в солях (25,3 ± 0,5 ‰) этого же региона (см. п. 2.2, табл. 21, 22, рис. 47). Интересно, что аналогичное изотопное соотношение между галокатагенетическим и седиментационным ангидритом отмечается и в других бассейнах. Так, значения δ^{34} S галокатагенетического ангидрита из юрских карбонатных отложений Амударьинского бассейна составляют 18,2–28,2 ‰, в то время как для перекрывающих пластовых ангидритов они гораздо ниже (13,5–17,7 ‰) [42]. Ангидритовый цемент в рифогенных доломитах девонской формации Ниску (бассейн Альберта в Канаде) имеет изотопный состав серы (24,8 ‰) более тяжелый, чем пластовые ангидриты на этой территории (20,0 ‰) [291].

Таким образом, материалы по Припятскому прогибу, подкрепленные приведенными литературными данными по другим регионам, показывают, что идентифицировать галокатагенетический ангидрит можно по более тяжелому изотопному составу его серы по сравнению с седиментационными ангидритами в пределах одного бассейна. Это бывает важно, когда определить природу ангидрита не удается петрографическими методами. Однако указанный изотопный подход имеет ограничения.

Скважина	Глубина, м	Возраст	Вмещающая порода	$\delta^{34}S, \text{\%}(CDT)$
	Подсолевая т	олща (франс	кий ярус)	
Березинская 10	2529	D ₃ vr	Доломит	29,9
Ветхинская 8	3944	D ₃ vr	То же	34,1
	4074	D ₃ sm	_»–	20,5
Кузьмичевская 1	1690	D ₃ ev	_»–	21,4
Макановичская 1	3572	D ₃ vr	_»–	29,5
Макановичская 2	3480	D ₃ vr	_»–	33,2
	3553	D ₃ sm	_»–	26,0
	3553	D ₃ sm	_»–	28,0
	3630	D ₃ zhl	Аргиллит	20,9
Малынская 6	3262	D ₃ vr	Доломит	27,0
	3275	D ₃ sm	То же	24,7
	3284	D ₃ sm	_»–	28,4
Новоселковская 1	4438	D ₃ sr	Известняк	29,5
	4438	D ₃ sr	То же	31,0
Первомайская 21	4633	D ₃ sr	Доломит	28.9
Южно-Оземлинская 1	3578	D ₃ vr	То же	25,3
	$\overline{x} =$	27,4 ± 1,0 ‰		

Таблица 47. Изотопный состав серы галокатагенетического ангидрита в верхнедевонских отложениях Припятского прогиба [193]

Межсолевая толща (фаменский ярус)

Березинская 3	2161	D ₃ el	Доломит	26,2
Березинская 24	3075	D ₃ el	То же	30,4
	3273	D ₃ zd	_»_	30,3
Боровиковская 2	3634	D ₃ el	_»_	29,3
	3794	D ₃ zd	Известняк	32.7
Желонская 2	2483	D ₃ el	Доломит	28,5
Лоевская 2	1680	D ₃ el	То же	24,9
Новинская 1	3628	D ₃ zd	Известняк	36,0
Холопеничская 1	2314	D ₃ el	Доломит	29,0
Южно-Оземлинская 1	3257	D ₃ zd	То же	27,9
	$\overline{x} =$	29,5 ± 1,0 ‰		

Примечания: стратиграфические подразделения подсолевой толщи: горизонты: $D_3zhl -$ желонский, $D_3sr -$ саргаевский, $D_3sm -$ семилукский, $D_3vr -$ воронежский; $D_3ev -$ евлановский надгоризонт; надгоризонты межсолевой толщи: $D_3zd -$ задонский, $D_3el -$ елецкий; $\overline{x} -$ среднее арифметическое и его ошибка.

В п. 2.2 показано различное поведение изотопов серы при эвапоритовом осадконакоплении в среде рассолов хлоридного [(SO₄ + HCO₃) < Ca] и сульфатного [(SO₄ + HCO₃) > Ca] геохимических типов. Проявляют ли себя разные соотношения эквивалентных концентраций ионов в рассолах этих двух типов и в галокатагенезе?

Припятский прогиб, Амударьинский бассейн и бассейн Альберта, изотопия галокатагенетического ангидрита в которых рассмотрена выше, относятся к бассейнам с эвапоритами хлоридного типа [29, 50, 56].

В качестве объекта с эвапоритами сульфатного типа возьмем северную бортовую зону Прикаспийской впадины, где в подсолевых карбонатных (средний карбон–нижняя пермь) и межсолевых карбонатно-терригенных (верхняя пермь) отложениях (см. рис. 46) широко представлен галокатагенетический ангидрит и залегают высокоминерализованные (до 440 г/л) рассолы [13]. Оказалась, что, в отличие от бассейнов с эвапоритами хлоридного типа, обогащение галокатагенетического ангидрита из подсолевых и межсолевых отложений Прикаспийской впадины тяжелым изотопом серы (δ^{34} S = 14,8 ± 0,4 ‰) (табл. 48) по сравнению с пластовыми ангидритами (13,9 ± 0,3 ‰) и акцессорными сульфатами в солях (12,7,3 ± 0,2 ‰) (см. п. 2.2, табл. 21, 22, рис. 47) очень незначительно.

Скважина	Глубина, м	$\delta^{34}S, $ % (CDT)
Бурлинская 23	4253	22,1
	4262	14,9
Восточно-Ветелкинская 2	4549	14,6
	4551	14,8
Гремячинская 9	2928	14,6
Гремячинская 51	2887	13,4
	2911	12,3
Дарьинская 1	4540	16,6
Каменская 8	4275	14,9
Карачаганакская 5	5053	15,1
	5056	15,3
	5103	16,0
Карачаганакская Д5	5819	14,5
	5824	15,3
Карачаганакская 8	5170	16,3
	5198	14,8
	5283	15,0

Таблица 48. Изотопный состав серы галокатагенетического ангидрита в подсолевых (среднекаменноугольно-нижнепермских) и межсолевых (верхнепермских) отложениях северной бортовой зоны Прикаспийской впадины [193]

Окончание табл. 48

Скважина	Глубина, м	δ ³⁴ S, ‰ (CDT)						
Карачаганакская 13	5099	14,0						
	5175	15,1						
Карачаганакская 37	5152	13,0						
	5152	13,8						
Чинаревская 9	3001	13,3						
$\overline{x} = 14,8 \pm 1,0 \%$								

 Π р и м е ч а н и е: \overline{x} – среднее арифметическое и его ошибка.

В бассейне Денвер (Колорадо), где формация Сатанка с учетом ее раннепермского возраста представляет, скорее всего, эвапориты сульфатного типа, галокатагенетический ангидритовый цемент в подстилающих ее терригенных породах имеет даже более легкий изотопный состав серы (δ^{34} S = 11,5 ± 1,5 ‰), чем пластовые ангидрит и гипс (12,6 ‰) [238].

Таким образом, оказывается, что изотопный состав серы галокатагенетического ангидрита в подсолевых и межсолевых породах бассейнов с эвапоритами хлоридного типа существенно тяжелее по сравнению с пластовыми ангидритами и акцессорными сульфатными минералами, рассеянными в солях. В бассейнах с эвапоритами сульфатного типа увеличение значений δ³⁴S в аналогичном ряду минеральных образований очень небольшое или вовсе не просматривается.

Мы предлагаем следующее объяснение этих фактов. В бассейнах с эвапоритами сульфатного типа нет недостатка серы в наддонных и межкристальных рассолах, которые мигрируют в подстилающие неэвапоритовые отложения. Поэтому бактериальная сульфатредукция в этой открытой по отношению к сульфату геохимической системе не вызывает значительного обогащения изотопом ³⁴S остаточного сульфата, участвующего в образовании галокатагенетического ангидрита. Исходные же рассолы, которые поступают в межсолевые и подсолевые отложения в бассейнах с эвапоритами хлоридного типа, бедны сульфат-ионом, содержание которого начинает падать после сульфатной стадии концентрирования. Сульфатредукция протекает здесь в системе с ограниченным ресурсом серы. Это приводит к тому, что остаточный сульфат, который мобилизуется при кристаллизации галокатагенетического ангидрита, становится существенно более изотопно-тяжелым. Закрытость геохимической системы по отношению к сере в данном случае подтверждается также высокими значениями δ^{34} S (7,4 ± 1,7 ‰) в катагенетических сульфидных минералах [105].

* * *

Значение изотопов серы как индикаторов минеральных продуктов галокатагенеза и условий его протекания можно кратко сформулировать следующим образом. 1. В осадочно-породных бассейнах, где геохимическая система подэвапоритовых отложений не испытывает существенной нагрузки сульфатредукционного процесса, галокатагенетические сульфатные минералы, независимо от возраста вмещающих пород, имеют изотопный состав серы такой же, как пластовые эвапориты. Примером служит регион Северной и Средней Беларуси, в котором галокатагенетический гипс нижнедевонских, ордовикских, кембрийских и верхнепротерозойских образований в точности наследует изотопный состав серы пластовых среднедевонских гипсов.

2. В глубоких (нефтегазоносных) бассейнах с мощными эвапоритовыми толщами, где подсолевые и межсолевые отложения характеризуются гидрогеологической закрытостью и значительным развитием процесса бактериальной сульфатредукции, возможны два варианта соотношения изотопного состава серы галокатагагенетического ангидрита и седиментационных сульфатов. В том случае, если солевые толщи являются продуктом галогенеза хлоридного геохимического типа, как, например, в Припятском прогибе, сульфатредукция протекает в системе с ограниченным ресурсом серы, что приводит к образованию галокатагенетического ангидрита с существенно более тяжелым изотопным составом серы, чем тот, что имеют пластовые ангидриты и акцессорные сульфатные минералы солей. Если же галогенные толщи относятся к сульфатному типу, как в Прикаспийской впадине, сульфатредукция идет в подсолевой и межсолевой геохимической системах, открытых по отношению к сере, и увеличение значений δ^{34} S в ряду седиментационные сульфаты





ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ



Причины, побуждающие специалистов в различных областях геологии, обращаться к изотопным исследованиям четвертичных аутигенных карбонатов, разнообразны.

Присутствие в составе карбонатных минералов углерода и кислорода, изотопы которых особенно сильно фракционируют в природных процессах, определяет роль карбонатов как носителей уникальной палеогеографической информации. Она может быть получена путем измерения соотношений ¹⁸O/¹⁶O (обусловленных температурой воздуха и воды, влажностью климата) и ¹³C/¹²C (контролируемых проточностью, глубиной и трофическим статусом водоемов, обилием биомассы в ландшафте). Поэтому аутигенные карбонатные минералы привлекают внимание палеогеографов (палеоклиматологов, палеогидрологов, палеолимнологов).

Важна роль изотопных исследований и в решении проблем хроностратиграфии. Заметные изменения (пики, сдвиги, тренды) изотопно-кислородных кривых, полученных по озерным карбонатным отложениям, могут рассматриваться как хронологически параллельные маркеры в региональном и надрегиональном масштабах и служить основанием для разработки «событийной стратиграфии».

Исследование именно четвертичных карбонатов имеет большое значение для разработки и усовершенствования методов диагностики условий формирования более древних континентальных отложений. Это связано с тем, что потенциал индикации палеообстановок можно наиболее корректно очертить на основании изучения молодых карбонатов, образовавшихся в более или менее известных природных условиях современности, голоцена, позднеледниковья (в меньшей степени более ранних этапов позднего плейстоцена).

При помощи метода стабильных изотопов решается ряд вопросов геоэкологии. Анализ и прогноз динамики трофического и газового режима озер успешно проводятся на основании изотопно-углеродных кривых, полученных по разрезам озерных мела, мергелей, известковых сапропелей. Озерные и педогенные карбонаты, а также аутигенные карбонатные тела из подпочвенной части толщ могут выступать долговременными депонентами выведенного из атмосферы CO₂, одного из парниковых газов. Доля именно атмосферного углерода в карбонатах может быть определена только по соотношению ¹³C/¹²C. Объектами экологически направленного исследования могут выступать не только карбонатные тела, локализованные в естественном ландшафте, но и продукты выветривания зданий и сооружений: эфемерные натечные образования (сталактиты), формирующиеся на бетонных субстратах, а также аутигенные карбонаты в строительном цементе. В карбонаты такого происхождения углерод поступает исключительно из атмосферы. Поэтому не исключено, что изотопно-углеродная метка в них несет информацию о концентрации техногенного (изотопно-легкого) углерода в воздухе.

Глава 5

ОБЪЕКТЫ, ПУНКТЫ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами исследования выступали различные генетические, возрастные и локализационные разности аутигенных карбонатных тел.

Педогенные карбонаты, сформировавшиеся в дерново-подзолистых почвах в 24 пунктах Беларуси и 8 пунктах Польши, были отобраны из шурфов, дорожных выемок, речных обрывов и карьерных обнажений. В части почвенных разрезов отбирались единичные образцы из слоя максимальной концентрации аутигенных карбонатов, а в нескольких разрезах образцы были отобраны по вертикальному профилю карбонатного горизонта.

Сцементированные аутигенными карбонатами тела, являющиеся одними из немногих визуально различимых свидетельств значительных масштабов постседиментационного перераспределения вещества в толщах морен и их водно-потоковых отложений (*аутигенные карбонаты из подпочвенной части четвертичной толщи*), изучались в 25 пунктах на территории Беларуси и Польши.

Озерные и источниковые отложения изучались по образцам из 8 месторождений пресноводных карбонатов Беларуси.

Месторождение известковых туфов Птичь (53°48' с. ш., 27°25' в. д., ~ 200 м н. у. м.) расположено на берегу реки Птичь в пределах Минской возвышенности в 28 км от истока реки и в 10 км к юго-западу от Минска. Глубокие ложбины стока талых ледниковых вод, образовавшиеся в стадию наступания сожского ледникового щита, являются характерной чертой местности. В своем верхнем течении река Птичь занимает одну из таких ложбин. Вблизи деревень Прилучки, Прилуки, Лецковщина меандрирующая река шириной 5–10 м течет в глубоковрезанной долине. Склоны долины (~ 10°) поднимаются до высоты 220-240 м от ее дна (200-201 м н. у. м.). В окрестностях пункта исследования узкие участки долины чередуются с расширениями (до 0,5-1,0 км). Месторождение локализовано в одном из таких широких сегментов, имеет приблизительно круглую форму в плане и диаметр ~ 200 м. Максимальная мощность карбонатных отложений около 5 м. Геологические, литологические, карпологические и малакологические исследования [251] позволили реконструировать исто-рию долины верхней Птичи в позднечетвертичное время. Источниковый генезис карбонатных осадков доказан по наличию богатой наземной и бедной озерной малакофауны и по дефициту макрофоссилий водных растений.

Согласно Т. Калицкому и др. [251], в период осаждения карбонатов дно долины Птичи представляло собой обводненную поверхность с многочисленными источниками. Русло Птичи было либо слабо выражено, либо вообще не существовало. Осаждение карбонатов началось в аллереде и прекратилось, по-видимому, в ранней атлантике, когда какое-то климатическое или местное геоморфологическое событие привело к врезанию реки и образованию туфовой террасы. Лучший дренаж дна долины вызвал прекращение образования карбонатных отложений. Известковые туфы погребены под склоновыми отложениями мощностью в 0,8–1,5 м. В 30 м от пункта опробования был обнаружен горизонт погребенной почвы, перекрытой склоновыми отложениями и залегающей на карбонатных туфах. Дата 3310 \pm 110 радиоуглеродных л.н. (GD–10083), полученная из этой погребенной почвы [251], указывает на минимальный возраст эпизода активной склоновой эрозии в долине.

Месторождение карбонатных отложений палеоозера Мощеное (53°43' с. ш., 27°12' в. д., 26 км к юго-западу от Минска) расположено в расширении долины на правом западном берегу реки Усса (приток Немана) в 30 км от ее истока. Диаметр месторождения примерно 500 м. С севера, запада и юга оно окружено крутыми склонами. Поверхность месторождения лежит на высоте 187,6 м н. у. м. и на 1,8 м выше современного меженного уреза воды в реке Усса. Место исследования локализовано на юго-юго-восточном склоне крупного Ивенецкого массива Минской возвышенности (зона сожского ледника) в 17 км от высшей точки Беларуси (г. Дзержинская, 346 м н. у. м.). На протяжении значительной части существования палеоозера Мощеное, русло реки Усса начиналось южнее месторождения, а поздние этапы жизни бассейна тесно связаны с формированием верховьев реки. Важно, что месторождение Мощеное (бассейн Немана) находится близко (в 17 км) от месторождения Птичь (бассейн Припяти). Поэтому следует ожидать, что общие изотопные тренды и пики кривых, полученных по залежам соседствующих, но принадлежащих к разным речным системам водоемов, должны отражать региональные климатические, а не местные гидрологические события.

Месторождение карбонатных отложений озера Теклиц (54°56' с. ш., 28°30' в. д., 166,3 м н. у. м, Лепельский район, Витебская область) расположено в бассейне реки Сергуч на Верхнеберезинской флювиогляциальной равнине, которая образовалась на стадии отступания поозерского ледника. Площадь озера – 2,02 км², длина – 2,0 км, максимальная ширина – 1,3 км, максимальная глубина – 3,2 м, площадь водосбора – 32,9 км², максимальная мощность донных отложений – 5,5 м. Треть площади водосбора покрыто лесом и кустарником. Теклиц – проточное эвтрофное озеро с признаками дистрофии. Два ручья впадают в озеро (один из них из озера Луконец, которое расположено в 500 м к северу от озера Теклиц на высоте 166,4 н. у. м.). Озеро Луконец не получает воду из озер, расположенных на более высоком гипсометрическом уровне. Озера Теклиц и Луконец питаются подземными водами и поверхностным стоком. Река Сергуч, которая принадлежит к бассейну Днепра, вытекает из озера Теклиц и впадает в проточное озеро Ольшица (160,0 м н. у. м.) в 12 км к юго-западу от Теклиц. Склоны котловины пологие, высотой 3–8 м на севере, западе и юге и умеренно крутые, высотой 10–12 м – на востоке. Северные и западные берега заняты торфяным болотом шириной 100–200 м. Древние береговые линии, которые можно распознать в окрестностях озера, свидетельствуют о том, что в прошлом уровень озера мог быть примерно на 1,5 м выше, а площадь приблизительно в 2 раза больше, чем в настоящее время. Падение уровня озера могло быть вызвано врезанием реки Сергуч. Минерализация воды в озере составляет ~ 230 мг/л. В настоящее время в озерной седиментации доминирует черный органический сапропель в профундальной зоне и коричневый опесчаненный слабокарбонатный сольда в сублиторальной зоне. Керн был получен в результате бурения со льда в сублиторальной зоне в 200 м от северо-западного края озера при глубине воды в 2,2 м.

Месторождение карбонатных отложений озера Оконо (54°50'с. ш., 28°32' в. д., 154,3 м н. у. м., Лепельский район, Витебская область) расположено в бассейне реки Эса (система Западной Двины) на Верхнеберезинской флювиогляциальной равнине в 20 км к югу от озера Теклиц. Озеро Оконо имеет площадь 4,13 км², длину – 2,9 км, максимальную ширину – 1,8 км, максимальную глубину – 2,2 м. Площадь водосбора составляет 46,8 км². Максимальная мощность донных отложений – 4,9 м. Озеро эвтрофное с относительно длительным периодом водообмена. Оконо не получает стока из других озер. Один ручей впадает в озеро. Малая река Оконица вытекает из него и впадает в озеро Береща (152,1 м н. у. м.) в 2 км к югу от озера Оконо. Склоны котловины низкие и пологие на севере, 2–5-метровой высоты на юге и юго-востоке и 6–10-метровой высоты на востоке и западе. Берега имеют высоту 0,3-0,5 м. Торфяное болото шириной 700 м примыкает к северным, западным и южным берегам. Геоморфологические особенности окрестностей свидетельствуют о том, что уровень озера мог быть в прошлом на 0,7-1,0 выше, а в аридные климатические фазы озеро могло закрываться. Общая минерализация воды озера составляет ~ 170-185 мг/л. Современные донные осадки представлены черным органическим сапропелем, почти полностью лишенным кластической фракции и карбонатов в центральной части озера, и коричневым карбонатным сапропелем с примесью песка, алеврита и аутигенных карбонатов в сублиторальной зоне. Скважина была пробурена со льда в сублиторальной зоне в 100 м от северовосточного берега при глубине воды в 1,7 м.

Соседние озера Теклиц и Оконо лежат на водосборных площадях двух различных крупных рек – Днепра и Западной Двины. Поэтому предполагалось, что общие черты изотопных кривых, полученных по осадкам этих озер, будут отражать скорее региональные климатические изменения, а не локальные гидрологические события.

Месторождение карбонатных отложений озера Лозовики (или Безымянного) (55°16' с. ш., 28°07' в. д., 173,7 м н. у. м.) расположено в Глубокском районе Витебской области. Лозовики это почти полностью заросший дистрофный остаточный водоем, локализованный в пределах северо-западной, превратившейся в сушу оконечности прилегающего длинного и узкого озера Свядово. Эти озера являются частью цепи озер Гиньково-Лозовики-Свядово-Долгое, занимающей глубоко врезанную ложбину, пересекающую с северо-запада на юго-восток конечно-моренную гряду Свенцянской возвышенности, образованной на стадии максимального продвижения поозерского ледникового щита. Озеро Лозовики лежит на локальном водоразделе между крупными озерами Гиньково (159,2 м н. у. м.) и Свядово (172,3 м н. у. м.), питается водами поверхностного стока и подземными водами и связано с озером Свядово канализированным ручьем. Все четыре озера цепи окружены крутыми склонами высотой более 30 м. Поэтому сравнительно малые флуктуации баланса осадки-испарение в прошлом могли вызывать сильные изменения в глубине воды, что может быть отражено в изотопном составе озерных карбонатов. В настоящее время площадь озера составляет всего 0,0006 км², длина – 0,035 км, максимальная ширина -0.02 км, максимальная глубина -70 см, прозрачность воды -30 см, площадь водосбора менее – 1,0 км². Скважина была пробурена с осушенного края в 10 м к югу от водного окна.

Месторождение карбонатных отложений озера Нарочь расположено в пределах Нарочанско-Вилейской низины и южных склонов Свенцянской гряды на высоте 165 м н. у. м. Ниже дана краткая физико-географическая характеристика озера и его окружения [150]. Площадь озера – 79,6 км², длина – 12,8 км, ширина – 9,8 км, максимальная глубина воды – 24,8 м, средняя – 8,9 м. Площадь водосбора составляет 199 км² (без площади озера), лишь в 2,5 раза превышает территорию водоема. Котловина Нарочи принадлежит к подпрудному типу. Полуостров Наносы делит озеро на малый и большой плесы. В малом плесе преобладают карбонатные донные осадки (как правило, по всему разрезу). Озеро мезотрофное и весьма слабопроточное (полный водообмен осуществляется за 12-13 лет). Протока Скема из озера Мястро и 17 ручьев впадают в озеро, а река Нарочь вытекает из него. В приходной части водного баланса атмосферные осадки составляют 45 %, поверхностный приток – более 35 %, а подземный – более 18 %. Колебания уровня воды на протяжении года составляют 40 см. Вода во все сезоны насыщена кислородом до дна. Средняя температура в верхнем метре воды в июле – + 18,9°, а в октябре – + 8,7 °С. Прозрачность воды 5-7 м летом и до 10 м зимой. Среднегодовая температура воздуха на Нарочанской озерной станции – + 5,2 °С.

Скважина была пробурена в начале марта 2007 г. в 600 м от западного берега малого плеса в точке с координатами 54°53' с. ш., 26°41' в. д. при глубине воды 7,2 м. Изученная залежь, по-видимому, локализована в небольшом по площади углублении дна.

Месторождение карбонатных отложений озера Сергеевского (53°30' с. ш., 27°45' в. д., 166,2 м н. у. м.), реликта некогда более крупного водоема находится в Пуховичском районе в 40 км к юго-юго-востоку от Минска в бассейне реки Птичь среди Центрально-Березинской водноледниковой равнины, сформиро-

вавшейся во время сожской стадии припятского оледенения. Озеро имеет плоский водосбор и почти по всему периметру окружено обширными торфяными болотами. Площадь Сергеевского – 2,75 км², длина – 2,2 км, наибольшая ширина – 1,6 км, наибольшая глубина – 7,5 м. Озеро принимает ручей Несвеча длиной 8 км и соединяется четырехкилометровым каналом с рекой Птичь, уровень которой в месте впадения канала лежит на высоте ~ 164,5 м. Это означает, что если когда-либо в прошлом уровень озера понижался на 1,7 м по сравнению с современным, его воды не могли изливаться в Птичь.

По данным «Энцыклапедыі прыроды Беларусі» [151], карбонатный сапропель выстилает 83 % площади котловины, его запасы оцениваются в 6,1 млн м³, средняя мощность донных отложений составляет 2,7 м. Согласно устному сообщению Б.П. Курзо, в озере встречаются участки с донными осадками, превышающими 6 м по мощности.

Скважина была пробурена со льда в марте 2007 г. в 400 м от юго-западного берега. Глубина воды в пункте бурения составляла 1,2 м.

Месторождение карбонатных отложений палеоозера Адров (54°31' с. ш., 30°18' в. д., 3 км к западу от Орши) расположено у восточного края Оршанской возвышенности на северном (левом) берегу реки Адров (притока Днепра) на широкой (2 км в диаметре) пойме в 15 км от устья. Вершины окружающих крутых склонов поднимаются на 15–20 м над уровнем поймы. Граница максимального распространения поозерского ледника проходит в 15–20 км к северу от пункта исследования. Следующие разности отложений были вскрыты в обнажении на речном берегу: пойменные алевриты (0–120 см) с погребенным на глубине 80–120 см гумусовым горизонтом; коричневый охристый мергель с гетитовыми ризоконкрециями; зеленовато-серый алеврит (460–470 см). Кровля карбонатной залежи локализована в 280 см выше современного меженного уровня воды в реке.

Раковины моллюсков отбирались в перечисленных ниже пунктах.

Озеро Волос (или Волосо) находится в Браславском районе и состоит из двух плесов, иногда рассматриваемых как самостоятельные озера. Озеро Волос Северный имеет площадь 4,2 км², среднюю 7,9 м и максимальную 29,2 м глубину, длину – 3,2 км, ширину – 1,17 км. Прозрачность воды, по данным 1968 и 1970 гг., составляет 7,0 м в январе и 6,0 м в августе. В летнее время у дна формируется дефицит кислорода. Так, его содержание составляло в августе 1968 г. 8,76 мг/л на поверхности и 0,14 мг/л на глубине 28 м. В августе 1967 г. в северо-восточном заливе вблизи дна на глубине 18 м содержание кислорода доходило до нуля, и вода издавала запах сероводорода [157]. Естественный сток воды осуществляется на запад в озеро Снуды и на юг в озеро Волос Южный. Имеется весьма ограниченный поверхностный приток небольшими безымянными ручьями. Ширина прибрежной растительности – не более 50 м. Глубины 1–6 м заняты харовыми водорослями.

Озеро Волос Южный имеет площадь 1,2 км², среднюю глубину – 12,5 м и максимальную – 40,2 м, длину – 2,5 км, ширину – 0,48 км. Прозрачность воды составляла 8 м в январе 1970 г. и 7,9 м – в августе 1968 г. В озере наблюдается незначительная стратификация по содержанию кислорода. Так, в августе 1968 г. содержание О₂ составляло 8,72 мг/л на поверхности и 3,34 мг/л – у дна на глубине 38 м [157]. Озеро мезотрофное с ярко выраженными чертами олиготрофии (второе по прозрачности воды в Беларуси). Приток воды идет по четырем ручьям, сток осуществляется в озеро Волос Северный, что позволяет отнести водоем к категории слабопроточных.

Озеро Дрисвяты находится на границе Литвы и Браславского района Беларуси. Площадь – 44,5 км², длина – 13 км, максимальная ширина – 5,8 км, средняя глубина – 7 м, а максимальная – 31 м. Водная масса богата кислородом. Озеро слабоэвтрофное (летняя глубина видимости диска Секки составляет 3,5 м), проточное (хотя проточность весьма невелика из-за большого объема). В него впадают реки Опидварка и Ричанка, из него вытекает река Прорва. Зарастает около 10 % площади озера.

Озеро Муйсята находится в Браславском районе, имеет площадь 0,22 км², длину 0,77 км, наибольшую ширину 0,35 км. Средняя глубина – 2,9 м, максимальная – 4,7 м. Озеро бессточное, эвтрофное. Глубина видимости диска Секки летом – 1,5 м.

Озера Малое и Круглое – гидрологически полностью замкнутые карьерные водоемы на территории Гомеля.

Озера Волотовское и У-образное – водоемы поймы реки Сож на территории Гомеля, некогда имевшие связь с главным руслом реки, но после осушительных меропрятий оказались гидрологически замкнутыми.

Озера Дедно и Гребной канал – водоемы поймы реки Сож на территории Гомеля, не утратившие полностью связи с коренным руслом, но заполняющиеся сожской водой главным образом в половодье.

Озеро Старик Ветка – пойменный водоем, гидрологически связанный с Сожем, находится севернее Гомеля у д. Поляновка Ветковского района.

Пункт Морино – затон Немана возле д. Морино.

Пункт Сож, Ченки – затон Сожа близ д. Ченки у южной окраины Гомеля.

Озеро Володькино – искусственное расширение в месте впадения реки Ипути в Сож.

Цнянское водохранилище расположено на севере Минска у бывшей деревни Цна-Иодково. Является головным водохранилищем Слепянской водной системы. Наполняется водой из водохранилища Дрозды по водоводу с помощью насосной станции. Вытекающая вода направляется по благоустроенному руслу ручья Слепянка через декоративные плотины и каскады в водохранилище ТЭЦ-3 у микрорайона Чижовка, а затем поступает в реку Свислочь. Котловина – естественная впадина. Площадь – 0,87 км², длина – 1,5 км, наибольшая ширина – 1,4 км, наибольшая глубина – 7,5 м, средняя – 2,4 м. Заславское водохранилище расположено в 10 км к северо-западу от Минска. Образовано в 1956 г. плотиной на реке Свислочь. Входит в состав Вилейско-Минской водной системы. Площадь зеркала – 31,1 км², длина – 10 км, наибольшая ширина – 4,5 км, максимальная глубина – около 8 м, а средняя – 3,5 м. Полный объем – 108,5 млн м³. Естественный средний годовой сток за многолетний период в створе гидроузла – 129,8 млн м³. Время полного водообмена – 10 месяцев. Зарастает в восточной части (осока, пузырчатый аир, ряска).

Точной информацией о трофическом статусе водоемов в окрестностях Гомеля, а также водохранилищ мы не располагаем. Однако известно, что прозрачность воды в них составляет от 1 до 2 м (в Цнянском водохранилище, возможно, несколько более).

Эфемерные карбонатные натечные образования на бетонном субстрате изучались в 120 пробах из нескольких десятков пунктов Минска и других мест Беларуси. В частности, сталактиты (реже, сталагмиты) отбирались на автомобильных мостах, пересекающих долины Вилии, Узлянки, Вабича, Прони, Нарочи, Ресты, Волмы, Ратомки, Лучайки, Спорицы, Цны (притока Свислочи Днепровской), Усы (притока Березины), Ушачи.

Глава б

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФРАКЦИОНИРОВАНИИ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА В ПРОЦЕССАХ ПРЕСНОВОДНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ

Изотопный состав кислорода карбонатных минералов зависит от изотопного состава кислорода и температуры воды. Рассмотрим особенности этой зависимости применительно к пресноводным карбонатам (озерным, источниковым, педогенным, локализованным в вадозной и фреатической зонах). Изотопный состав кислорода воды контролируется главным образом среднегодовой температурой воздуха, испарением, фракционированием изотопов при замерзании воды. У. Дансгор [200] установил, что увеличение среднегодовой температуры воздуха на 1 °C вызывает увеличение δ^{18} O атмосферных осадков (и, следовательно, подземных и поверхностных вод) на 0,7 ‰ (SMOW). Регрессионное уравнение У. Дансгора (δ^{18} O = 0,695 *T* °C – 13,6) было основано на данных, полученных на средне- и высокоширотных прибрежных станциях Атлантического сектора Северного полушария, и может быть непригодным для интерпретации изотопных соотношений в водах и карбонатах из внутриконтинентальных местоположений. Материалы всемирного мониторинга изотопного состава кислорода атмосферных осадков [309] дали возможность получить уравнение, связывающее δ^{18} O и температуру воздуха для европейской части бывшего Советского Союза, в том числе для Беларуси и прилегающих регионов [326]. Из этого уравнения (δ¹⁸O = 0,66 *T* °C −15,4) следует, что средняя многолетняя величина δ^{18} О атмосферных осадков в Минске (где $T \circ C = 5,4$), составляет –11,8 ‰, а рост T °C на 1,5 вызывает увеличение δ^{18} О атмосферных осадков (а также подземных и поверхностных вод и выпадающего из них кальцита) на 1 ‰.

Наклоны линий наилучшего соответствия уравнения У. Дансгора и уравнения для европейской части бывшего Советского Союза оказались одинаковыми, но пересечения различаются на 2 ‰. Это означает, что при одинаковой средней температуре воздуха атмосферные осадки на востоке Европы имеют более легкий изотопный состав кислорода, чем на Атлантическом побережье, что вызвано так называемым «континентальным эффектом».

Температурный коэффициент фракционирования δ^{18} О между карбонатом и водой составляет ~ -0,24 ‰. Это следует из уравнения: $T \,^{\circ}\text{C} = 15,7-4,36(\delta \text{c}-\delta \text{w}) + 0,12(\delta \text{c}-\delta \text{w})^2$, где $T \,^{\circ}\text{C}$ – температура осаждения кальцита (температура воды), $\delta \text{c} - \delta^{18}$ О кальцита относительно стандарта PDB, $\delta \text{w} - \delta^{18}$ О воды относительно

стандарта SMOW [229]. Используя последнее уравнение, легко подсчитать, что из воды, для которой $\delta^{18}O = -1,8$ ‰(SMOW), кальцит, характеризуемый величиной $\delta^{18}O = -11,8$ ‰(PDB), должен осаждаться при температуре 15,7 °C, которая близка к средней летней температуре озерных вод в Беларуси. Поэтому теоретически современные карбонаты из проточных систем в Центральной Беларуси должны иметь значения, близкие к –11,8 ‰(PDB). В закрытых озерах вода может быть существенно обогащена изотопом ¹⁸О по сравнению с атмосферными осадками, и кальциты, осаждающиеся в таких озерах, также будут изотопно более тяжелыми, чем в проточных водоемах. Испарение оказывает существенный вклад и в формирование изотопного состава кислорода почвенных карбонатов. Максимальные абсолютные величины изотопного утяжеления, обусловленного испарением, можно проиллюстрировать следующим примером. Б.Б. Курри и др. [198] зарегистрировали величины δ^{18} О, колеблющиеся в диапазоне от -4 до 9 ‰ (PDB), в кальцитовых скелетах остракод из отложений бассейна Раймонд, Иллинойс, США, накопившихся в течение последнего межледниковья (сангамонский эпизод). Модель изотопного обогащения в испаряющейся массе воды, по мнению авторов, объясняет возможность обеспечения такого диапазона величин в процессе потери 20 % объема воды.

Эффекты, связанные с замерзанием части воды (например, в почвах, многолетнемерзлых толщах, на контакте ледника и ложа), приводят к тому, что остаточная незамерзшая вода оказывается изотопно более легкой, чем вода льда. Согласно Г. Фору [139], коэффициент разделения изотопов для льда, находящегося в равновесии с водой, составляет 1,002. Это означает, что значения δ^{18} О во льду на 2 ‰ выше, чем в воде, из которой он образуется.

Кинетический эффект (в основном вследствие значительного перенасыщения минералообразовательных растворов относительно кальцита и, следовательно, высокой скорости его осаждения) может вызывать облегчение изотопного состава кислорода кальцита [216].

Арагонит и магнезиальный кальцит, осаждающиеся в условиях изотопного равновесия, обычно имеют более высокие величины δ^{18} O, чем низкомагнезиальный кальцит [269]. Величины δ^{18} O арагонита обычно на 0,6 ‰ выше, чем для чистого кальцита [162, 222]. Магнезиальные кальциты характеризуются величинами δ^{18} O, повышенными на 0,06 ‰ на 1 мольный процент MgCO, [337].

Изотопный состав углерода карбонатов отражает таковой растворенного неорганического углерода (иона HCO_3^{-}). Вариации в содержании ¹³С в озерных, источниковых, почвенных и других аутигенных кальцитах вызываются комбинацией вкладов нескольких различных источников растворенного неорганического углерода воды. Углерод атмосферного углекислого газа дает значения -8...-7 ‰, и кальцит в равновесии с ним должен иметь величины $\delta^{13}C \sim 4-5$ ‰ [324]. Равновесие с изотопным составом углерода атмосферного CO₂ может достигаться только в застойных водоемах либо в первых дециметрах хорошо аэрируемых почв.

Углекислота, обогащенная изотопом ¹²С, генерируется в почвах в результате корневого дыхания и разложения наземного органического вещества. В общем изотопный состав углерода растений и, следовательно, углерода почвенного происхождения сильно зависит от соотношения в растительном покрове трех групп растений, различающихся по особенностям метаболических реакций, ответственных за фотосинтез. Это растения группы С₃, использующие так называемый цикл Кальвина; растения группы С, (цикл Хэтча-Слэка); растения группы САМ, получающие углерод путем цикла щавелевой кислоты. Растения двух первых групп имеют резко различный изотопный состав углерода: в среднем -27 ‰ для группы C₃ и -12 ‰ для группы C₄ [270]. Растения группы САМ широко варьируют по изотопному составу углерода между приведенными величинами. К последней немногочисленной (и изотопически неопределенной) группе относятся только растения семейства толстянковых (кактусы и агавы), не встречающиеся в регионах умеренного климата, и поэтому здесь не рассматриваются. Считается, что до позднего миоцена на Земле были представлены только растения С, [205]. Почти мгновенное (по геологическим масштабам времени) появление однодольных растений С₄ в Северной и Южной Америке, Южной Азии и в Африке 8-6 млн л.н. связывается с резким уменьшением концентрации углекислого газа в земной атмосфере до величин ~500 объемных частей на миллион. В течение последнего ледникового периода, когда на этапах максимального распространения материковых льдов содержание углекислого газа в воздухе упало до 180-200 частей на миллион, растения С, появились среди двудольных. Растения группы С₄, в которых в настоящее время заключено 18 % растительной биомассы планеты, это, как правило, тропические и субтропические ксерофитные травы, хотя имеются и растения умеренных и арктических широт. Распространение однодольных растений С4 регулируется минимальными температурами сезона роста, а двудольных - степенью аридности климата. Во многих регионах умеренного климата (например, на Великих равнинах Северной Америки) растения С, играют (либо играли в плейстоценовое время) значительную роль в составе растительности, и временная динамика их относительного участия во многом определяет изотопно-углеродные тренды кривых, получаемых по озерным отложениям и сериям палеопочв. Однако в Европе растения группы С, немногочисленны, и вопрос о том, играли ли они какую-либо роль в растительности Беларуси остается неясным. Известно, что растения, использующие цикл Хэтча-Слэка, имеются во множестве родов семейства Роасеае, в 12 родах семейства Сурегасеае (среди однодольных) и в 33 родах семейства Chenopodiaceae (среди двудольных). Пыльца растений, относящихся к этим семействам, обильно представлена в палинологических диаграммах, полученных на основании изучения четвертичных отложений Беларуси. Однако, поскольку палинологами редко осуществляется диагностика до рода, а тем более до вида, то не имеется оснований для суждения об ощутимом влиянии растений С, на изотопный состав растворенного неорганического углерода. В настоящее

время, по-видимому, только посевы интродуцированной кукурузы, относящейся к категории C_4 , могут поставлять относительно повышенные количества изотопа ¹³С в почвенные и подземные растворы.

Итак, величина δ^{13} С растений группы С₃ равна в среднем –27 ‰. Углерод с таким изотопным составом поступает в почвенные и подземные воды, а затем в водные бассейны. Кальцит, осажденный в равновесии с углеродом почвенного происхождения, должен иметь значения δ^{13} С = –12 ‰ [179]. Более плотная растительность на водосборе приводит к формированию более низких значений δ^{13} С аутигенных карбонатов. Изотопно-легкий углерод продуцируется также в ходе высвобождения углекислого газа при окислении свободным кислородом или анаэробном разложении (в основном благодаря бактериальной сульфатредукции) органического вещества в воде или осадке. При бактериальной сульфатредукции весь углерод, высвобождающийся в ходе минерализации, идет на образование бикарбоната, в котором наследуется изотопный состав углерода органического вещества [315, 335].

В некоторых нейтральных и щелочных бедных сульфатами системах развивается метаногенез: $2CH_2O \rightarrow CO_2 + CH_4$ [186].

Изотопное разделение между CO₂ и CH₄ дает величины δ^{13} C углерода в метане, достигающие –110 ‰ [353], в результате чего осаждаются кальциты с экстремально тяжелым углеродом [335]. Например, эффектами метаногенеза объясняются величины δ^{13} C, достигающие 16,5 ‰, отмеченные в скелетах остракод в осадках сангамонского бассейна Раймонд в Иллинойсе [198].

Однако метаногенез может приводить и к прямо противоположным эффектам. На границе вода–осадок там, где имеется некоторое количество кислорода, CO₂ и метан выделяются из осадка в воду, CO₂ диссоциирует, а метан окисляется бактериями по схеме: CH₄ + 2O₂ \rightarrow HCO₃⁻⁺ H₂O + H ⁺ [174, 315]. Бактериальное окисление метана обеспечивает обогащение остаточного метана изотопом ¹³C и соответствующее облегчение растворенного неорганического углерода.

Поступление метана, который содержит экстремально легкий углерод, из прибрежных болот или глеевых почв в озеро может вызывать осаждение кальцитов с большим дефицитом изотопа ¹³С. По-видимому, усиленный метаногенез в почвах деятельного слоя вечномерзлых грунтов мог давать эффекты обогащения и облегчения изотопного состава углерода аутигенных карбонатов, формирующихся в почвенной, вадозной, фреатической зонах.

Обогащение аутигенных кальцитов изотопом ¹³С осуществляется благодаря фотосинтетическому удалению ¹²С из гидрокарбонат-иона озерной воды в растения и планктон [281], и повышение биопродуктивности озера приводит к изотопному утяжелению кальцитов. Следует, правда, заметить, что есть и другие варианты взаимосвязи « δ^{13} С – биопродуктивность или трофический статус», о чем подробнее будет сказано ниже (глава 10).

Углерод, происходящий из обломочных (в основном морских) карбонатов водосбора и коллекторов подземных вод, дает значения δ^{13} С, флуктуирующие около 0 ‰. В течение относительно аридных фаз с более длительным временем контакта подземных вод и пород [147] этот изотопно-тяжелый компонент должен быть относительно обильным в подземных и поверхностных водах.

Роль литогенного растворенного неорганического углерода важно учитывать не только при анализе соотношений стабильных изотопов, но также при датировании отложений радиоуглеродным методом. Присутствие так называемого мертвого углерода, поступающего из древних пород в гидрокарбонатион воды озер, окруженных карбонатными водосборами, обусловливает эффект жесткой воды. Этот эффект приводит к тому, что возрастные оценки, полученные по органическому веществу и карбонатам, оказываются существенно удревненными. Величина коррекции хронологических определений в связи с эффектом жесткой воды оценена для современных карбонатных осадков озер Мичиган и Гурон в 250–500 лет [307]; для голоценовых отложений ирландского озера Лох Инчикуин – в 1570 лет [208]; для позднеледниково-голоценовых отложений польского озера Гостенж – в 870–3080 лет [265].

Величины δ^{18} О и δ^{13} С аутигенных карбонатов могут демонстрировать как ковариацию, так и антиковариацию. Антиковариация характерна для карбонатов из проточных озер или для речных карбонатных осадков [166] и объясняется соответствием теплых климатических фаз (относительно высокие δ^{18} O) обилию наземной растительности и более активному поступлению углерода почвенного происхождения в озера и реки (относительно низкие δ^{13} C). Положительная корреляция между изотопными составами кислорода и углерода наблюдается главным образом в закрытых озерах. Дж. В. Тэрнер и др. [243] предположили, что при более длительном пребывании воды (низкие уровни озера) сочетание интенсивного газового обмена и испарения приводят к обогащению гидрокарбонат-иона изотопом ¹³С и воды – изотопом ¹⁸О. В таком случае палеотемпературный сигнал δ^{18} О маскируется влиянием изменений гидравлического режима. Существует также иное объяснение ковариации δ¹⁸О-δ¹³С. К. Н. Друммонд и др. [203] предположили, что в холодных климатических условиях (низкие δ^{18} O) сезон осаждения кальцита короче и продуктивность озера ниже (менее активное поглощение обедненного изотопом ¹³С растворенного неорганического углерода из воды в акватические растения и, следовательно, относительно низкие величины $\delta^{13}C$ в озерных карбонатах). Последний механизм имеет значение также в проточных озерах.

Высокая скорость осаждения может вызывать кинетические эффекты и быть причиной синхронного облегчения изотопного состава как кислорода, так и углерода кальцитового осадка. Наконец, примесь изотопно-тяжелого обломочного кальцита и доломита может вызывать параллельное изменение δ^{18} О и δ^{13} С в валовых пресноводных карбонатах. Последний случай особенно характерен для карбонатов конкреций и сцементированных тел, локализованных в почвах, вадозной и фреатической зонах.

Глава 7

ВОЗМОЖНОСТИ ИЗОТОПНОЙ ИНДИКАЦИИ ОБСТАНОВОК ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ПО ИНДИВИДУАЛЬНЫМ ОБРАЗЦАМ И ФРАГМЕНТАРНЫМ «АРХИВАМ»

Невозможно априори предсказать значения и диапазоны δ^{18} O и δ^{13} C, характерные для той или иной генетической, климатической и возрастной разности четвертичных карбонатов в конкретном регионе. Для такого предсказания необходимо знать ответы на целый ряд вопросов: каковы соотношения долей углерода разных резервуаров (органического, атмосферного, литогенного) в карбонатах, сформировавшихся в водных бассейнах и на разных глубинах в зоне гипергенеза; как глубоко может проникать в толщу и подземные воды растворенный углерод почвенного происхождения; с какой силой влияет испарение на изотопный состав кислорода в условиях реального диапазона проточности водоемов-карбонатонакопителей и режима почвенных, грунтовых и подземных вод; как сильны кинетические эффекты фракционирования.

Наиболее корректно определить возможности метода стабильных изотопов для индикации обстановок геологического прошлого можно на основании изучения карбонатов, образовавшихся в более или менее известных природных условиях современности, голоцена, позднеледниковья (в меньшей степени, более ранних этапов позднего плейстоцена).

Что же следует понимать под термином «палеогеографическая обстановка осадкообразования (и карбонатообразования)»?

Во-первых, в названии обстановки должно быть отражено климатическое (точнее ландшафтно-климатическое) содержание. По такому принципу могут быть выделены обстановки голоцена (в том числе оптимума, отдельных климатических событий); деградации вечной мерзлоты; позднеледниковья (отдельных стадиалов и межстадиалов); ледниковая и приледниковая; межледниковая; техногенного ландшафта и др.

Во-вторых, поскольку одни и те же климатические (и ландшафтные) условия могут записываться по-разному в изотопном составе карбонатов различного генезиса (механизма образования) и локализации, то необходимо разграничить обстановки также по принципу вмещающего карбонаты генетического типа отложений и образований. При помощи такого подхода могут быть выделены обстановки: озерного карбонатонакопления (в проточных, непроточных, аэрируемых и с сезонной аноксией озерах); источникового осадконакопления; карбонатообразования в коре выветривания (почве); карбонатообразования в подпочвенной части зоны гипергенеза (в толще моренных, водно-ледниковых и др. отложений); карбонатизации бетона в техногенном ландшафте.

Скопления вторичных карбонатов в зависимости от механизма образования (и в результате от морфологических особенностей аутигенных тел) обладают различной информативностью. Так, залежи карбонатных озерных и источниковых осадков (во многих местах мира спелеотемы) представляют собой осадочные «летописи» информации. Вертикальные изотопные профили (кривые), построенные в результате изучения таких залежей, дают возможность выделять индикаторы природных обстановок (а также их смены) на основании анализа трендов, сдвигов, отрицательных и положительных экскурсов δ^{18} О и δ^{13} С. Однако такие «архивы» характерны в основном для голоценовых, реже межледниковых толщ. Во многих случаях стоит задача индикации палеообстановок по весьма фрагментарным осадочным «летописям» либо по отдельным образцам. Например, постседиментационные конкреции, стяжения неправильной формы, кутаны, выполнения пустот, цементы несут осредненную информацию об обстановках времени (иногда краткого, иногда длительного) их образования. Индикационной характеристикой таких тел может быть одна пара абсолютных величин δ^{18} O и δ^{13} C. Анализу именно таких случаев посвящена настоящая глава.

Разработка индикаторов (¹³C/¹²C, ¹⁸O/¹⁶O) палеогеографических обстановок четвертичного осадкообразования (и карбонатообразования) на территории Беларуси может быть сведена к выявлению региональной специфики варьирования изотопных величин в карбонатах различного генезиса и возраста. Помимо данных по Беларуси, нами анализировались также результаты измерений изотопных соотношений в образцах, отобранных в восточной Польше. Изучены следующие разности аутигенных карбонатов (кальцитов).

Голоценовые педогенные карбонаты (крупные ризокреции; «чехлики», обволакивающие нитевидные корешки; эллипсоидальные конкреции; выполнения пустот между обломками; кутаны) были извлечены из дневных дерновоподзолистых почв в 27 пунктах.

Перигляциальные педогенные карбонаты (мелкие ризоконкреции) были отобраны из лессовых разрезов (морфологически невыраженных слаборазвитых погребенных почв) с глубин 3–5 м на Оршанской возвышенности в 5 пунктах.

Эллипсоидальные (с галечным ядром и без него) конкреции, стержневидные стяжения, фрагменты сцементированных горизонтов взяты *из подпочвенной части* (глубина 4–30 м) сожских (московских, вартинских) *моренных и флювиогляциальных отложений* в 18 пунктах. Время образования таких тел – муравинское межледниковье или муравинское межледниковье и голоцен.

Карбонаты приледниковой обстановки (обстановки карбонатообразования в среде талых ледниковых вод) представлены слойками кальцита, осадив-



Рис. 73. Диаграмма изотопных индикаторов палеогеографических обстановок четвертичного осадконакопления и карбонатообразования на территории Беларуси (в скобках – объемы выборок; точками отображены средние значения; стороны прямоугольников показывают значения первой и третьей квартили; курсивом выделены названия озерных залежей)

шимися в эфемерных приледниковых бассейнах, а также цементами крупных карбонатных конгломератов, которые образовались во флювиогляциальных толщах, промываемых выжимаемыми из-подо льда режеляционными растворами.

Позднеледниковые и голоценовые озерные и источниковые карбонаты (мел, известковый сапропель, мергель) отобраны из восьми залежей: 1) оз. Нарочь (мощность 330 см, возраст атлантика-современность; 2) оз. Сергеевское (500 см, конец беллинга-современность); 3) оз. Теклиц (275 см, пребореал-суббореал-1); 4) оз. Оконо (245 см, поздний дриас-суббореал-1); 5) оз. Лозовики (280 см, пребореал-2-атлантика-1); 6) погребенная под делювием залежь Птичь (220 см, аллеред-атлантика-1); 7) погребенная под торфом залежь Мощеное (220 см, бореал-атлантика); 8) погребенная под пойменным аллювием залежь Адров (245 см, аллеред-бореал). Географические координаты мест опробования в пределах залежей указаны в главе 5. *Техногенные натечные образования* (эфемерные сталактиты, формирующиеся на нижних поверхностях бетонных мостов и карнизов, а также соответствующие им сталагмиты) опробовались в г. Минске и в пределах загородных ландшафтов. Поскольку в таких продуктах карбонатизации бетона (портландита) углерод имеет исключительно атмосферное происхождение, мож-но было ожидать, что в соотношениях ¹³C/¹²C городских сталактитов и сталагмитов записано техногенное облегчение изотопного состава воздушного углерода.

Во многих пунктах отбирались *аллохтонные* (морские, преимущественно девонские и меловые) *карбонаты* гравийной фракции.

Статистические характеристики изотопного состава перечисленных разностей нанесены на диаграмму в координатах « $\delta^{18}O-\delta^{13}C$ » (рис. 73), а излагаемая ниже информация об индикационных возможностях изотопного метода обобщена в табл. 49.

Наиболее тяжелыми по кислороду (-4,3 ‰ PDB в среднем) оказались обломочные карбонаты, которым присущи «нормально морские» значения δ^{13} С (в среднем -0,2 ‰).

Средняя величина δ^{18} О голоценовых педогенных карбонатов (-8,3 ‰) на 3,5 ‰ выше равновесной с δ^{18} О среднегодовых атмосферных осадков в центральной Беларуси (-11,8 ‰ SMOW) при температуре кальцитообразования 15,7 °C. Это в основном объясняется утяжеляющим воздействием обломочной карбонатной примеси и внутрипочвенным испарением воды. Заметим, что кальциты из хорошо удерживающих воду глинистых и суглинистых разностей почв на нижних элементах катен имеют величины δ^{18} О, близкие к -11 ‰ и являются изотопно-равновесными с δ^{18} О среднегодовых атмосферных осадков при температуре минералообразования в безморозный период (~ 12 °C). В составе углерода педогенных кальцитов ($\delta^{13}C_{cp} = -8,8$ ‰) доминирует его органогенная разность при наличии в среднем ~ 25–30 % литогенного и атмогенного углерода.

Перигляциальные педогенные мелкие ризоконкреции из неразвитых погребенных почв в толщах лессовых накоплений характеризуются неожиданно высокими величинами δ^{18} О (в среднем $-6,5 \,\%$; 1–3 квартили: $-7,6...-5,8 \,\%$), которые было бы логично сопоставлять с обстановками более теплыми, чем голоцен. Такая особенность может объясняться карбонатообразованием в деятельном слое вечной мерзлоты при околонулевой температуре почвы. Механизмом приведения раствора в состояние перенасыщения относительно кальцита могло являться повышение концентрации солей в остаточной незамерзшей воде. Минералообразовательные растворы могли существенно утяжеляться в результате фракционирования при многократных превращениях «лед–вода– лед» с оттоком части изотопно-легкой жидкой фазы. Величины δ^{13} С (в среднем $-7,7 \,\%$; 1–3 квартили: $-9,2...-6,7 \,\%$) диагностируют меньшие, чем в современных почвах, темпы минерализации органического вещества и корневой респирации (более скудную растительность).

остановка осадконакопленияи карбонатообразования	Характерные величины $\delta^{18}O_{II} \delta^{13}C$	Результаты индикации и характеристика индикационных возможностей
тановка голоценового	$\delta^{18}O_{cp}$: -8,3 %0	Кальциты из глинистых разностей почв на нижних элементах катен являются
огенного	(в глинистых почвах	изотопно-равновесными с 8 ¹⁸ О современных среднегодовых атмосферных осад-
бонатообразования	~ -11 %0);	ков при температуре минералообразования ~12°С (t° безморозного периода).
	1–3 квартили:	Андикация близости современных и средних для голоцена температур.
	$-9,57,5\%_{00}$	
	$\delta^{13}C_{cn}:-8,9\%_{00};$	З кальците доминирует органогенный (почвенный) углерод при наличии ~25-
	1–3 квартили:	30 % литогенного и атмогенного углерода. Индикация перевода органическо-го
	-9,78,1%	изначально атмосферного) углерода в более долговременный «каменный» пул
становка	$\delta^{18}O_{cm}:-6,5\%0;$	Неожиданно высокие для холодной обстановки величины δ ¹⁸ О указывают на кар-
днеплейстоценового	1–3 квартили:	онатообразование при околонулевой температуре почвы из изотопно-утяжелен-
игляциального	$-7,65,8\%_{00}$	ных растворов, претерпевших многократные превращения «лед-вода-лед».
огенного	$\delta^{13}C_{cn}:-7,7\%_{00};$	Меньшие, чем в современных почвах, темпы минерализации органического ве-
бонатообразования	1–3 квартили:	цества и корневой респирации
	$-9,26,7\%_{00}$	
становка голоценового	$\delta^{18}O_{cn}: -8,2\%_{00}$	Зеличина 8 ¹⁸ О для чистой аутигенной части соответствует выпадению мине-
пи муравинского пост-	(в наиболее чистых	ра-ла из раствора при среднегодовой t° воздуха в 5,5 °C в толще с такой же темпе-
иментационного карбонато-	от обломочной при-	ратурой (аналог современных условий в окрестностях Минска). Индикация
азования в моренных	меси конкрециях	близости температуры воздуха в период образования конкреций (муравинское
одно-ледниковых	$\sim -9,2$ ‰);	межледниковье или муравинское межледниковье и голоцен) к современной
ожениях	1–3 квартили:	гемпературе.
	-8,57,3~%0	Абсолютные величины δ ¹⁸ 0 указывают на малое подземное испарение воды

Таблица 49. Изотопные индикаторы четвертичных палеогеографических обстановок осадконакопления и карбонатообразования, основанные на интерпретации значений δ¹⁸О и δ¹³С в индивидуальных образцах и фрагментарных «архивах»

Обстановка голоценового и/или муравинского пост- седиментационного карбонатообразования в моренных и водно- ледниковых отложениях	8 ¹³ С. _{гр.} : -9,5 ‰; 1–3 квартили: -9,98,9 ‰	В кальците, локализованном на глубинах 4–30 м (значительно ниже почвы), доми- нирует не литогенный, а органогенный углерод (~80 %). Карбонатные цемен- гыиз вадозной и фреатической зон являются существенным долговременным (де- хятки-сотни тысяч лет) стоком органического (изначально атмогенного) углеро- ца, одного из компонентов парниковых газов. В подземной химической денудации участвует лишь 20 % углерода, содержаще- гося в ионе HCO ₃ трунтовых и подземных вод из высококарбонатных четвертич ных отложений. Перерывы морского осадконакопления в разрезах дочетвертичных отложений могут быть диагностированы по величинам 8 ¹³ С вторичного кальцита, близким к равновскию с изотопным составом органогенного (почвенного) углерода
Обстановка карбонатообразо- вания в среде талых леднико- вых вод (в эфемерных прилед- никовых бассейнах и отложе- ниях, промываемых выжимаемыми из-подо льда режеляционными растворами) Обстановка голоценового озер- ного и источникового карбо- натного осадконакопления	8 ¹⁸ O _{ep} : -11,2 %0; минимум: -14,1 %0; 1-3 квартили: -12,410,9 %0 8 ¹³ C _{ep} . :-9,6 %0; 1-3 квартили: -12,410,9 %0 8 ¹³ C _{ep} . :-9,6 %0; 1-3 квартили: -12,410,9 %0 8 ¹³ C _{ep} . Для индиви- дуальных залежей варьируст в широ- комдиапазоне - от -13,4 до -5,4 %0; 1-3 квартили: -15,13,4 %0 8 ¹³ C _{ep} . для индивиду- альных залежей варьируст в широ- комдиапазоне от -13,4 до -5,4 %0; 1-3 квартили: -15,13,4 %0 8 ¹³ C _{ep} . для индивиду- альных залежей варьируст в широ- комдиапазоне от -13,4 до 3,1; 1-3 квартили:	Величина δ ¹⁸ О ледниковых вод может быть оценена ~ в –18 ‰, что на 4–5 ‰ выше значений, реконструированных для плейстоценовых ледников Северной Америки. Указание на среднегодовую температуру воздуха у края льда ~ -4 °C и мощность педника максимум в первые сотни метров. Указание на неожиданно значительную биомассу приледникового ландшаф- та и высокую скорость минерализации ОВ либо на подток метана из деятельного слоямерэлых грунтов в резервуар карбонатообразования Температурная обусловленность величины сильно искажается зависимостью от степени испарительного изотопного утяжеления воды, что связано с особенно- стями гидрологического режима озера (скоростью водообмена). Величина сильно зависит от гидрологического режима озера (скорости водообени), трофического и газового режимов, наличия сзонной придонной аноксии
	$-15,8+3,9\%_{00}$	

~																									
Продолжение табл. 49	Результаты индикации и характеристика индикационных возможностей	Величины δ ¹⁸ О более низкие, чем –11 ‰, встреченные в межледниковых, межста- лиальных и. возможно. лочетвертичных залежах. указывают на температуры хо-	лоднее современных, либо на сильную заболоченность водосборов (длительное,	вплоть до летнего сезона карбонатообразования, поступление талых снеговых	вод из прибрежных торфяников).	Величины более высокие, чем -11 ‰, встреченные в межледниковых, межстади- альных и возможно лочетвертичных запежах, указывают на температуры те-	III cospected by the second seco	Величины дізС, близкие к равновесным с изотопным составом органогенного	(почвенного) углерода, указывают на возможность индикации палеотемператур по величинам δ ¹⁸ О	Абсолютные величины $\delta^{\rm I8}O$ не могут быть использованы для количественной	реконструкции палеотемператур. Околонулевые и положительные («морские»)	величины, встреченные в кальцитах древних залежей (на фоне положительных зна-	чений $\delta^{13}C),$ не обязательно указывают на аридную или семиаридную обстановку		Положительные величины $\delta^{13}C$ на фоне высоких значений $\delta^{18}O$ индицируют вре-	мя пребывания воды в озере (в умеренной гумидной климатической обстановке)	в 10 и более лет.	Карбонатные осадки слабопроточных озер-карбонатонакопителей являются	долговременным (десятки-сотни тысяч лет) стоком углерода, выведенного на-	прямую из атмосферы	Абсолютные величины δ ¹⁸ О на 2–3 ‰ сдвинуты от равновесия с δ ¹⁸ О среднегодо-				
	Характерные величины $\delta^{18}O_{II} \delta^{13}C$	δ ¹⁸ O _{ep} : or -13,4 πο -11.6 ‰:	1–3 квартили:	$-15,1\ldots -11,0\%$		δ ¹⁵ C : от –11,9 πо –10.0:	1–3 квартили:	-15, 89, 5%		$\delta^{18}O_{cp.}:-5,4\%_{00};$	максимум: 1,2 ‰;	1–3 квартили:	$-7,4\ldots -3,4\ \%_{00}$		$\delta^{13}C_{cp.}$: 1,6;	1–3 квартили:	$0,82,4\ \%_0$				$\delta^{18}O_{cp.}:-8,9\%;$	-10.4 - 7.3%	-IU, T 1,0 / UU,		
	Обстановка осадконакопленияи карбонатообразования	Обстановка голоценового озерного и источникового кар-	бонатного осадконакопления	в сильно проточных водоемах	(залежи Теклиц, Птичь, Адров)					Обстановка голоценового	озерного карбонатного осадко-	накопления в слабопроточных	водоемах (залежь из оз. Нарочи,	период водообмена 13 лет)	Обстановка голоценового	озерного карбонатного осадко-	накопления в слабопроточных	водоемах (залежь из Нарочи,	период водообмена 13 лет)		Обстановка голоценового	озерного кароонатного	умеренно проточных волоемах	(залежь Сергеевское)	

	8 ¹³ С _{ер} : 3,1; 1–3 квартили: 2,23,9 ‰	Может достигаться полное равновесие с ді ^з С атмосферного углерода. Карбонат- ные осадки являются долговременным (десятки-сотни тысяч лет) стоком угле- рода, выведенного напрямую из атмосферы. Экскурсы величины в область отри- цательных значений указывают на повышение проточности, повышение уровня водоема, гумидификацию климата
Обстановка голоценового озерного карбонатного осадко- накопления в водоемахс осо- бым газовым режимом (летняя придонная аноксия; подток метана из прибрежных болот). Залежь Теклиц	8180 с	Абсолютные величины δ ¹⁸ О могут быгь аномально низкими за счет длительного притока талых снеговых вод из прибрежных болот либо в результате сильного прогревания воды эпилимниона в период температурной стратификации. Абсолютные величины могут достигать весьма низких значений (-27 ‰ и ниже) в результате сульфатредукции или подтока метана с водосбора
Обстановка позднедриасового стадиального озерного осадко- накопления (залежи Сергеевское, Оконо, Адров)	8 ¹⁸ O _{ep} : or -13,1 до -11,8 %0; 1-3 квартили: -14,810,7 %0; 8 ¹³ C _{ep} : or -12,5 до 2,1 %0; до 2,1 %0; 1-3 квартили: -13,71,7 %0	Абсолютные величины δ ¹⁸ О на 1,5–2 ‰ ниже голоценовых, что указывает на тем- пературы на 2–3°, более низкие, чем в среднем для голоцена. Абсолютные величины δ ¹³ С варьируют в широком диапазоне в зависимости от проточности водоема. Положительные величины, характерные для застойных озер, могут отмечаться на фоне низких (указывающих на малое испарение воды) величин δ ¹⁸ О
Обстановка аллередского меж- стадиального озерногоосадко- накопления (залежь Сергеевское)	δ ¹⁸ O _{ep} : -8,5 ‰; 1-3 квартили: -9,07,0 ‰ δ ¹³ C _{ep} : 3,5 ‰; 1-3 квартили: 3,13,8 ‰	Абсолютные величины δ ¹⁸ О и реконструируемые температуры воздуха сопоста- вимы с голоценовыми. Абсолютные величины δ ¹³ С находятся в области положительных значений, ука- зывая на относительно низкую эффективную влажность межстадиала

ы Результаты индикации и характеристика индикационных возможностей	Абсолютные величины δ ¹⁸ О аномально низкие, что связано с сильным кинетиче ким эффектом (кинетическое облегчение на 5,0–7,5 %о) при ураганном осажден кальцита (pH в растворе может достигать 12). Сталагмиты имеют на 2,4 %о бол низкие значения, чем сталактиты, что обусловлено осаждением значительни долей ¹⁸ О на верхнем члене пары. Этот механизм необходимо учитывать при вы- по нении палеоклиматических реконструкций на основании изотопных исследо- в ний природных спелеотем. Абсолютные величины δ ¹³ С аномально низкие, что связано с сильным кинетиче ким эффектом (кинетическое облегчение на 27,9–32,4 %о). Поэтому индикаци техногенной добавки в городскую атмосферу изотопно–легкого углерода от сж гания топлива невозможна путем изучения кальцитовых натеков на бетоник субстрате
Характерные величины 8 ¹⁸ О и 8 ¹³ С	8 ¹⁸ O.:: -19,2 %0 (сталагмиты) и -16,8 %0 (сталактиты); 1–3 квартили: -20,214,9 %0 8 ¹³ C.p.: -27,9 (сталактиты); и -23,4 %0 (сталактиты); 1–3 квартили: -20,214,9 %0 8 ¹³ C.p.: -27,9 (сталактиты); и -23,4 %0 (сталактиты); 1–3 квартили: -28,621,5 %0
Обстановка осадконакопленияи карбонатообразования	Обстановка выветривания гехногенных бетонных сооружений (на примере сталагмитов а сталактитов – продуктов карбонатизации бетона)

Окончание табл. 49

Муравинские (или муравинские и голоценовые) аутигенные карбонаты из подпочвенной части моренных и флювиогляциальных отложений по изотопному составу ($\delta^{18}O_{cp} = -8,0$ ‰; $\delta^{13}C_{cp} = -9,3$ ‰) близки к педогенным. Однако, если осреднить минимальные для каждого участка опробования значения изотопного состава кислорода (полагая, что они получены по образцам с минимальной контаминацией обломочными карбонатами), то характерная величина δ¹⁸О для конкреций из морен оказывается равной – 9,2 ‰. Она соответствует условиям выпадения минерала из раствора при среднегодовой температуре воздуха в 5,5 °C в толще с такой же температурой. Это именно такой кальцит, который теоретически должен образовываться на глубине нескольких метров или десятков метров в окрестностях Минска. Из этого вытекает, что температура воздуха в период образования конкреций (по-видимому, муравинское межледниковье или муравинское межледниковье и голоцен) была весьма близка к современной. Интересно, что в карбонатах, локализованных значительно ниже почвы, доминирует не литогенный, а органогенный углерод (~ 80 %). На этом основании можно полагать, что а) карбонатные цементы из вадозной и фреатической зон являются существенным стоком органического (изначально атмогенного) углерода, одного из компонентов парниковых газов; б) подземные воды из карбонатных четвертичных коллекторов могут быть корректно датированы методом ¹⁴С с учетом незначительной поправки на величину δ¹³C, т.е. на долю «мертвого» литогенного углерода; в) анализ соотношений ¹³С/¹²С в водах и цементах из водоносных горизонтов позволяет определять долю литогенного НСО, -, одного из показателей, необходимого для расчета масштабов подземной химической денудации.

Карбонаты приледниковой обстановки (слойки кальцита в мелких подпрудных озерах, цементы крупных карбонатных конгломератов) осадились из водной среды, полностью или частично состоящей из талых ледниковых вод. Величина δ^{18} O (в среднем –11,2 ‰; минимальная –14,1 ‰; 1–3 квартили: –12,4...–10,9 ‰) позволяет с учетом околонулевой температуры кристаллизации кальцита приблизительно оценить величину δ^{18} O ледниковых вод в –18 ‰ SMOW, что на 4–5 ‰ выше значений, реконструированных для плейстоценовых ледников Северной Америки. Теоретически такая величина указывает на среднегодовую температуру воздуха у края льда ~ –4 °C и на мощность ледника максимум в первые сотни метров. Величина δ^{13} C (в среднем –9,6 ‰; 1–3 квартили: –10,5...–8,8 ‰) неожиданно индицирует значительную биомассу приледникового ландшафта или по крайней мере высокую скорость минерализации переотложенного доледникового органического вещества, либо же подток метана из деятельного слоя мерзлых грунтов в резервуар карбонатообразования.

В группе озерных карбонатов характерные величины δ^{13} С варьируют от равновесных (4...5 ‰) или почти равновесных с атмосферным углеродом (Сергеевское, Нарочь, Оконо) до равновесных с почвенным (органогенным) углеродом (~ –12 ‰), как в залежах Птичь и Адров. В общем величина δ^{13} С связана обратной зависимостью со степенью проточности озерных и источни-
ковых систем и может являться индикатором скорости водообмена (например, при исследовании карбонатных отложений межледниковых палеоводоемов). В одной из залежей (Теклиц) отмечен аномально легкий углерод (до –27,2 ‰), указывающий на процесс сульфатредукции (и, следовательно, придонную аноксию) или приток метана с водосбора. Изотопный состав кислорода голоценовых кальцитов в проточных системах (Птичь, Лозовики) равновесен с таковым для атмосферных осадков центральной Беларуси. Он несколько легче в карбонатах из озер с заболоченными водосборами (Теклиц, Адров), что, вероятно, объясняется длительной разгрузкой талых снеговых вод из болот (вплоть до сезона активного фотосинтеза и карбонатообразования). В голоценовых карбонатах застойных озер (Сергеевское, Нарочь, Оконо) величины δ¹⁸О особенно высоки в силу испарительного эффекта. Например, в некоторых образцах из залежи оз. Нарочь (время пребывания воды 13 лет) отмечен изотопный состав кислорода, более тяжелый (δ^{18} O до 1,7 ‰), чем типичный для морских карбонатов. В тех разрезах (Сергеевское, Оконо, Адров), для которых возможно сравнение карбонатов голоцена и позднеледниковых стадиалов (среднего и позднего дриаса), последние всегда имеют более легкий изотопный состав кислорода, что указывает на пониженные температуры воздуха. Большой разброс значений δ^{18} О в голоценовых озерных кальцитах Беларуси предполагает возможность индикации температурных условий образования погребенных карбонатных осадков межледниковий и межстадиалов только путем совместного рассмотрения соотношений ¹⁸O/¹⁶O и ¹³C/¹²C. Так, значения δ¹⁸O, существенно превышающие –12...–11 ‰, могут быть индикаторами климата более теплого, чем ныне, только на фоне величин δ¹³С, близких к равновесию с органогенным углеродом. Величины δ^{18} О ниже –12...–11 ‰, сопутствующие значениям δ^{13} С, недалеким от равновесия с атмосферным углеродом, несомненно, указывают на более низкие, чем в голоцене, температуры воздуха.

Аномально легкий изотопный состав как кислорода, так и углерода, выявлен в эфемерных сталактитах и сталагмитах, что связано с сильным кинетическим эффектом при ураганном осаждении кальцита (pH в растворе может достигать 12). Поэтому «улавливание» техногенной добавки в городскую атмосферу изотопно-легкого углерода от сжигания топлива вряд ли возможно путем изучения кальцитовых натеков на бетонном субстрате. Сталагмиты имеют более низкие значения δ^{18} O и δ^{13} C, чем сталактиты, что обусловлено осаждением значительных долей 18 O и 13 C на верхнем члене пары. Такой механизм, по-видимому, надо иметь в виду при палеоклиматических реконструкциях на основании анализа изотопного состава природных спелеотем.

Выявлена региональная специфика варьирования соотношений ¹³C/¹²C и ¹⁸O/¹⁶O в четвертичных карбонатах различного генезиса и возраста на территории Беларуси и на этой основе предложен набор изотопных индикаторов палеогеографических обстановок четвертичного осадкообразования (рис. 73,

* * *

табл. 49). По результатам определения значений δ^{18} O и δ^{13} C аутигенных кальцитов в отдельных образцах (либо по средним значениям в выборках), с учетом особенностей морфологии и локализации карбонатных тел, могут быть диагностированы палеогеографические обстановки: 1) голоценового педогенного карбонатообразования; 2) позднеплейстоценового перигляциального педогенного карбонатообразования; 3) голоценового и/или муравинского постседиментационного карбонатообразования в моренных и водно-ледниковых отложениях; 4) карбонатообразования в среде талых ледниковых вод; 5) голоценового озерного и источникового карбонатного осадконакопления в сильно проточных водоемах; 6) голоценового озерного карбонатного осадконакопления в слабо проточных водоемах; 7) голоценового озерного карбонатного осадконакопления в мелких умеренно проточных водоемах; 8) голоценового озерного карбонатного осадконакопления в водоемах с особым газовым режимом (летняя придонная аноксия; подток метана из прибрежных болот); 9) позднедриасового стадиального озерного осадконакопления; 10) аллередского межстадиального озерного осадконакопления.

Предложенные изотопные индикаторы с определенными ограничениями применимы для анализа природных обстановок образования не только голоценовых и неоплейстоценовых, но также средне- и раннеплейстоценовых континентальных карбонатных тел.

Глава 8

ИЗОТОПНАЯ ИНДИКАЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕНА

Исследование сущности, хронологии и причин региональных изменений климата в позднем плейстоцене и голоцене направлено на решение нескольких научных проблем. Среди них: усовершенствование стратиграфических схем отложений верхней части осадочного чехла (создание так называемой «событийной» стратиграфии); выявление природного фона исторических событий каменного, бронзового и железного веков; разработка методов и осуществление прогноза динамики природных обстановок в будущем. Реконструкции регионального уровня служат вкладом в создание синтетической картины временной и пространственной изменчивости климатических условий в континентальном и глобальном масштабах.

8.1. Традиционные представления о палеоклимате позднего плейстоцена и голоцена

В Беларуси нижняя граница верхнего плейстоцена проводится по подошве муравинского межледникового горизонта (морская изотопная стадия 5 е) на уровне примерно 130 тыс. л.н., а верхняя – по кровле позднепоозерских (позднедриасовых) отложений (конец морской изотопной стадии 2–10,2 тыс. условных радиоуглеродных л.н., или ~ 11, 5 тыс. календарных л.н.).

Представления о динамике природных обстановок (и, в частности, палеоклимата) позднего плейстоцена основаны главным образом на палеонтологических материалах и данных радиоуглеродного датирования. В кратком изложении они сводятся к следующему [19].

Муравинское межледниковье обладает рядом специфических особенностей. Среди них самая значительная по сравнению со всеми другими межледниковьями (включая голоцен) – это роль широколиственных деревьев в составе растительности и наибольшее распространение орешника в климатическом оптимуме. По данным палеоэнтомологического анализа средние июльские температуры превышали современные на 3–5 °C. Палеомалакологические данные также свидетельствуют о гораздо большей теплообеспеченности в муравинское время по сравнению с нынешним этапом.

Отложения поозерского времени накапливались в течение трех различных по продолжительности этапов: 1) разрастания ледника до достижения макси-

мального распространения; 2) пребывания ледника на территории Беларуси; 3) деградации ледника и отступания его за пределы Беларуси.

На раннепоозерском этапе, когда граница ледника находилась вблизи гряды Салпауселькя, выделяются 2 интерстадиальных потепления – тарасовское (суражское) и круглицкое (полоцкое), которые коррелируют с интерстадиалами бреруп и оддераде северо-западной Европы.

В среднепоозерское время, когда ледник достигал территории Латвии и Приильменской низины, выявлены три межстадиальных потепления, которые объединяются в среднепоозерский мегаинтерстадиал. Первое из них (лесотундровая обстановка вблизи северной границы леса) установлено в разрезе Красная Горка на Днепре (старичный торф, 46030 + 170 радиоуглеродных л.н., ЛУ-164). Второе (обстановка северной тайги) – в разрезе Шапурово на реке Каспля (36400 + 800 л.н., ЛУ-92В и 29150 + 850 л.н., ЛУ-78А). Третье – в разрезе Борисова Гора на Западной Двине (северная тайга, признаки вечной мерзлоты, 28170 + 750 л.н., ЛУ-105).

В позднеледниковое время вслед за незначительным потеплением выделяется стадиал ранний дриас (13000–12700 радиоуглеродных л.н.), интерстадиал беллинг (12700–12100 радиоуглеродных л.н.), стадиал средний дриас (12100– 11800 радиоуглеродных л.н.), интерстадиал аллеред (11800–10900 радиоуглеродных л.н.) и стадиал поздний дриас (10900–10200 радиоуглеродных л.н.). Последний из названных стадиалов – это время наиболее суровых (в пределах позднеледниковья) климатических условий, когда вначале преобладали лесотундровые и тундрово-степные ландшафты, а позднее – северо-таежные.

Голоцен, согласно традиционной схеме, укладывается в последние 10200 радиоуглеродных лет.

Первые количественные оценки климатических изменений в позднеледниковье – голоцене Беларуси были выполнены на базе пыльцевых данных путем применения информационно-статистического метода В.А. Климанова в 1980-х годах [349]. Основываясь на названном подходе и учитывая многочисленные собственные палинологические материалы, Я.К. Еловичева [28] предложила обобщенную схему вариации температуры воздуха и количества атмосферных осадков. Временные рубежи схемы были даны в годах условной некалиброванной радиоуглеродной шкалы. Если хронологические границы этапов сопоставить с калибровочной кривой и представить в календарной шкале (количество лет до 1950 г. н. э.), то основные изменения среднегодовой температуры воздуха (Т) можно свести к следующему. В беллинге (15000–14160 кал. л.н.) она была примерно на 1 °C, в среднем дриасе (14160-13680 кал. л.н.) – на 3,5-4 °C, в аллереде (13680-12830 кал. л.н.) - на 1-2 °С, в позднем дриасе (12830-12080 кал. л.н.) – на 3-5 °С, в пребореале-1 (12080-11480 кал. л.н.) – на 1-1,5 °С, в пребореале-2 (11480-10340 кал. л.н.) и в бореале-1 (10340-9830 кал. л.н.) - на 1,5-2 °С ниже современных. В первой половине бореала-2, датируемого возрастом 9830-8890 кал. л.н., температурные условия были аналогичны современным, а в конце этапа имела место кратковременная фаза существенного (на 1,5–2 °С) похолодания. Максимальная T_г (на 1,5–2 °С более высокая, чем сегодня) реконструирована для атлантики-1 (8890-7500 кал. л.н.) и атлантики-3 (6840-5700 кал. л.н.). В пределах атлантического температурного максимума выделена несколько более холодная фаза – атлантика-2 (7500-6840 кал. л.н.). В суббореале-1 (5700-4470 кал. л.н.) Тг была на 0,5-1,5 °С ниже, а в суббореале-2 (4470-2600 кал. л.н.) - на 0,5-1 °С выше современной. Похолодание (T_г на 0,5–1,5 °С меньше, чем ныне) реконструируется для первой половины субатлантики-1 примерно на уровне 2600-2000 кал. л.н., потепление (на 0,3-0,8 °C выше) – для второй половины этапа (2000–1480 кал. л.н.), похолодание (на 1–1,5 °С ниже) – в первой половине субатлантики-2 (1480–1000 кал. л.н.) и потепление максимум на 1 °C по сравнению с современным значением – во второй половине субатлантики-2 (1000-600 кал. л.н.), после чего отмечается тренд похолодания. Изменения среднегодовой, январской и июльской температур положительно коррелировали с колебаниями количества атмосферных осадков, что предполагает слабые флуктуации эффективной влажности климата (разницы между количеством выпадающих и испаряющихся осадков), поскольку испарение увеличивается в теплые фазы и ослабевает в холодные. Таким образом, в обсуждаемой реконструкции имеются признаки неожиданно «простого» поведения климатической системы.

8.2. Реконструкция климатических условий по изотопным данным

Носителями информации о природных обстановках позднего плейстоцена, читаемой при помощи анализа стабильных изотопов кислорода и углерода в кальците, выступают различные по форме, происхождению, локализации и времени образования аутигенные карбонатные тела. Их можно разделить на две большие группы: а) сцементированные кальцитом образования, локализованные в подпочвенной части терригенных отложений; б) карбонатные озерные и источниковые осадки.

Особенности климата муравинского межледниковья записаны в изотопном составе карбонатных цементов некоторых разностей аутигенных тел, залегающих в сожских моренных и флювиогляциальных отложениях.

Здесь широко распространенной морфологической разностью являются сферические и эллипсоидальные конкреции. В суглинистых и супесчаных отложениях моренных горизонтов они, как правило, распределяются хаотически и лишь иногда незначительно сосредоточиваются на некоторых глубинных уровнях. Часто наблюдаются сростки двух и более конкреций. Конкреции почти всегда имеют галечное ядро, причем только в нескольких процентах случаев ядро представлено обломками некарбонатных пород.

Перечисленные особенности свидетельствуют о том, что эти тела образовывались в водонасыщенной толще в результате медленного подтягивания растворов к центру кристаллизации со всех сторон с одинаковой скоростью (сферические конкреции) либо с несколько большей скоростью по латеральному направлению (слабо уплощенные эллипсоидальные конкреции). Таким образом, разумно считать, что их образование происходило в течение всей постседиментационной истории толщи, возможно, с перерывом в периоды существования многолетней мерзлоты. Такое предположение мы надеялись подтвердить результатами измерения содержания изотопа ¹⁴С. Во внутренней и внешней половинах крупной эллипсоидальной конкреции, извлеченной из сожской моренной толщи у д. Зайцево Оршанского района (коренной берег р. Адров), были зарегистрированы концентрации радиоуглерода 6,61 % (IGSB-1189) и 19,52 % (IGSB-1188) от современного содержания в атмосфере. Прямой пересчет на возраст дает даты в 22490 + 550 и 13100 + 230 л.н. Эти даты вряд ли соответствуют реальному времени образования различных частей конкреции, поскольку в их составе наряду с аутигенным кальцитом имеется значительная примесь «мертвого» углерода, ответственного за удревнение хронологической оценки. В то же время конкреции, подобные датированной нами, содержат генерации кальцита, сформировавшиеся в процессе эпигенетического изменения (старения) конкреции. Присутствие таких генераций обеспечивает омоложение даты.

Однако в любом случае результаты измерения свидетельствуют о длительном времени формирования конкреции. Скорее всего, полученные цифры могут объясняться следующим путем. В наших пробах из двух частей стяжения оказалось взаимное перекрытие: к аутигенному кальциту из внутренней части, в котором доминирует «мертвый» муравинский углерод, добавился голоценовый кальцит из внешней части, а внешняя голоценовая генерация была контаминирована межледниковым карбонатом, в котором радиоактивные изотопы уже практически полностью распались.

Возможность образования описываемых тел в два этапа (муравинское межледниковье и голоцен с перерывом в поозерское время) подтверждается тем, что в некоторых конкрециях из морен сожского возраста обнаружены две концентрические зоны, разделенные трещинообразными полостями.

Сферические и эллипсоидальные, не имеющие галечного ядра, конкреции (иногда образующие гантелеобразные и более сложные сростки) характерны для песчаных отсортированных флювиогляциальных отложений. Во внутреннем строении хорошо видна изначальная слоистость толщи. Особенно насыщенные конкрециями слои часто приурочены к контактам слоистых серий, плоскостям микросбросов, которые иногда подчеркиваются сплошной плитчатой цементацией. Внутри слоистых серий конкреции часто располагаются бессистемно. Конкреции такой правильной формы, по-видимому, более характерны для фреатической зоны, чем для вадозной. Уплощенные параллельно напластованию тела неправильной геометрии (часто ажурные), иногда образующие выдержанные на большой площади горизонты, выполняют слои более грубых осадков, подстилаемых и перекрываемых более мелкоземистыми отложениями, и приурочены к местам сосредоточения верховодки либо к границе зон водонасыщения и аэрации. Своеобразными псевдоморфозами по участкам отложений, служащих (или служивших в прошлом) местами концентрации подземных потоков, являются крупные длинные «фаллические» конкреции. Мы наблюдали такие образования, имеющие диаметр до 20 см и выступающие из стенок карьера на расстояние до полутора метров, близ вышеупомянутой д. Зайцево.

В конкреции, извлеченной с глубины 4 м из сожских флювиогляциальных отсортированных мелко- и тонкозернистых песков у д. Зайцево, была измерена концентрация изотопа ¹⁴С (IGSB-1177), которая составила 1,05 % от современной концентрации в атмосфере. Такая концентрация соответствует возрасту в 37710 (+2440/–1880) л.н. Можно предположить, что конкреция образовалась в муравинском межледниковье и была незначительно изменена в голоцене. Достаточно всего лишь двухпроцентной примеси эпигенетического голоценового кальцита со средним возрастом 5000 лет и концентрацией изотопа ¹⁴С примерно 54 %, чтобы обеспечить однопроцентную примесь к «мертвому» углероду муравинской генерации и обломочных карбонатов.

Нами было получено 131 определение стабильных изотопов кислорода и углерода в кальците тел карбонатной цементации из отложений, локализованных в подпочвенной части четвертичной толщи на территориях Беларуси и Польши, во вмещающих рыхлых толщах, в аллотигенных известняках и доломитах. Изученные карбонатные тела были отобраны в отложениях сожского возраста. Глубины залегания карбонатных образований варьировали от нескольких до 30 м.

Статистическая характеристика исследованных разностей дана в табл. 50 (строки 2, 3). Из приведенных данных вытекает несколько интересных выводов. Характерная величина δ^{18} О в конкрециях из морен сожского возраста оказалась равной –9,2 ‰. По уравнениям зависимости величины δ^{18} О от температуры воздуха [200] и температуры минералообразовательного раствора [229] легко подсчитать, что такой кальцит мог осадиться при среднегодовой температуре воздуха в 5,5 °C в толще с такой же температурой. Так как в глубоких горизонтах морен нет сезонных амплитуд температуры, то там она равна среднегодовой температуре воздуха.

Таким образом, мы имеем кальцит, по изотопному составу кислорода точно соответствующий тому, который должен выпадать при климатических условиях Минска (центральной Беларуси) сегодня. Из этого следует, что температура воздуха в течение периода образования конкреций (по-видимому, муравинское межледниковье либо муравинское межледниковье и голоцен) была весьма близкой к современной. Заметим, что сравнение четырех пар внутренних (предположительно муравинских) и внешних (предположительно голоценовых) генераций не выявило значительных и закономерных различий в величинах δ^{18} О. Таким образом, имеющиеся к настоящему времени изотопные данные не подтверждают вывод о существенно более теплом климате в муравинском межледниковье по сравнению с голоценом.

1	Габлица	50.	Ста	гистич	еская	і хара	актері	істика	изото	пног	0 CO	става	угл	ерода	l
И	кислор	оода	кар	бонатн	ых т	ел из	подпо	чвенно	ой час	ти че	тве	ртичн	ой т	голщ	И

Разности карбонатных тел, в скобках количество пунктов опробования	% PDB	Диапазон вариаций	Характерное значение
Аллотигенные карбонаты в Беларуси (15)	$\delta^{13}C$	-1,42,6	-0,3
	$\delta^{18}O$	-8,11,6	-4,0
Конкреции в моренных отложениях (17)	$\delta^{13}C$	-10,68,1	-9,6
	$\delta^{18}O$	-11,28,0	-9,2
Конкреции во флювиогляциальных отложениях (15)	$\delta^{13}C$	-10,96,7	-9,1
	$\delta^{18}O$	-13,35,7	-8,5
Карбонаты в мощных конгломератах и толщах,на-	δ13C	-10,93,3	-8,4
рушенных гляциотектоникой (8)	δ18Ο	-12,47,9	-10,0

П р и м е ч а н и е. В том случае, если имелись результаты более чем одного измерения для конкретного пункта опробования, в качестве характерных значений мы принимали минимальные δ^{18} O и δ^{13} C, полагая, что они получены по образцам с минимальной контаминацией обломочными карбонатами и поэтому наиболее точно отражают состав аутигенной фазы.

Несколько более высокая величина δ^{18} О в карбонатных телах из флювиогляциальных отложений, равная -8,5 ‰, обусловливается большей долей обломочной примеси и/или большей ролью подземного испарения воды в менее глинистых толщах.

Характерные значения δ^{18} О описываемых образований были сопоставлены с некоторыми климатическими и локализационными характеристиками. Из серии графиков (рис. 74) следует, что изотопный состав карбонатов подпочвенной части флювиогляциальных отложений контролируется теми же факторами и принципиально таким же образом, как и педогенных (современных и голоценовых) карбонатов: значения δ^{18} О увеличиваются с повышением январской температуры, а также в западном направлении. Из этого, по-видимому, следует, что в муравинском межледниковье пространственная изменчивость климатических характеристик и, в частности, обусловленных температурой воздуха и континентальным эффектом изотопного фракционирования в атмосферных осадках Восточной Европы, была принципиально подобна той, которая существует в настоящее время.

Природная (в том числе климатическая) обстановка на площади, покрытой ледником, может быть охарактеризована путем изучения изотопного состава нескольких разностей карбонатных образований.

Редкой разновидностью окололедниковой генерации являются малые (миллиметровые или сантиметровые) по мощности, но выдержанные по простиранию слойки хемогенного кальцита в ныне погребенных преимущественно терригенных осадках эфемерных приледниковых водоемов. Так, в кальците из пункта Лишково (Западно-Поморское воеводство Польши) зарегистрировано



Рис. 74. Зависимость величины δ¹⁸О современных педогенных карбонатов и карбонатных конкреций и цементов из сожских флювиогляциальных отложений от средней январской температуры воздуха в пунктах опробования и от географической долготы пунктов

значение δ^{18} O, равное –10,7 ‰, а δ^{13} C составило –10,2 ‰. Те же изотопные показатели в кальците из пункта Барухов (Куявско-Поморское воеводство Польши) составили соответственно –14,1 ‰ и –8,6 ‰. Заметим, что величины δ^{18} O атмосферных осадков в первом из пунктов (западном) более высоки, чем во втором (восточном), что обусловлено континентальным эффектом фракционирования изотопов.

Некоторые морфологически иные карбонатные образования также образовывались в непосредственной близости от края ледника. Среди них можно назвать минеральные выполнения трещин, возникших в морене под гляциотектоническим воздействием и маркирующих сбросы во флювиогляциальных и моренных отложениях. В кальците из субвертикально ориентированной трещины в моренной толще с явными признаками гляциотектонического воздействия у польской приграничной с Беларусью д. Бобровники было зарегистрировано значение δ^{18} O, равное –11,1 ‰.

К генерациям карбонатов, выпавших из талой ледниковой воды, по-видимому, следует отнести плиту, локализованную на глубине примерно 3 м в толще овального крутосклонного кама у д. Хацки на территории Польши в 20 км от белорусской границы. Плита не ограничена водоупорами, распространяется в плане по всей площади кама, а ее края срезаны склонами. Такие особенности свидетельствуют о карбонатообразовании в иной, чем ныне, обстановке, возможно, еще во внутриледниковой полости. Величина δ¹⁸О кальцита плиты составила –13,3 ‰. По абсолютным значениям δ^{18} О в ледниковых кальцитах (учитывая околонулевую температуру минералообразования) можно сделать заключение о том, что величины δ^{18} О ледниковой воды на территории Беларуси и Польши составляли примерно –15 и –18 ‰ SMOW. Из этого следуют два вывода: а) среднегодовая температура воздуха над ледником была неожиданно высокой – примерно от 0 до –4 °C; б) мощность льда не могла превышать десятков или первых сотен метров.

Величины δ^{13} С, характерные для кальцитов ледниковой генерации (-10... -8 ‰), свидетельствуют о том, что приледниковый ландшафт не был безжизненной пустыней и в нем довольно активно происходили процессы почвообразования и минерализации органического вещества. Приведенные цифры указывают также на то, что содержащие изотопно-тяжелый углерод растения класса С₄, широко распространенные в плейстоцене Северной Америки и Сибири, по-видимому, отсутствовали в приледниковом ландшафте Беларуси.

Информация о климатических условиях перигляциальной области содержится в изотопном составе специфических аутигенных тел. В сильнокарбонатных грубообломочных отложениях встречаются мощные горизонты плотной цементации (калькреты), которые иногда представлены особой морфологической разновидностью, а именно мощными карбонатными глыбами (конгломератами), характерными для карьерных ландшафтов Беларуси и других стран Европы. В Беларуси известны Принеманские конгломераты у д. Пригодичи Гродненского района, Смольчицкие – у д. Заболотье Кореличского района, Запольские – у д. Заполье Новогрудского района, Святой Камень Бузуновский и конгломерат Воложинский – близ д. Раков в Воложинском районе и многие др. Эти тела (ныне экспонированные на поверхность, а ранее заключенные в толще) часто имеют большие вертикальные (до 6-7 м и более), чем горизонтальные размеры. Они ориентированы вертикально, наклонно, порой образуют «каскады» на склонах карьеров, оврагов и речных долин. Некоторые конгломераты (либо их составные части) имеют форму полых труб и концентрически-зональное (на горизонтальном срезе) строение. Описываемые глыбы бывают локализованы во флювиогляциальных толщах как со строго горизонтальным расположением слоистых серий, так и в носящих признаки тектонического воздействия ледника. По текстурно-структурным особенностям отложения, подвергшиеся цементации, ничем визуально не отличаются от соседних участков, оставшихся нелитифицированными; слоистые текстуры переходят из сцементированной части в рыхлую без каких-либо изменений. Морфологические и локализационные особенности конгломератов позволяют предположить, что они не являются голоценовыми образованиями. На это указывает также содержание радиоуглерода в образце, отобранном из внешней части конгломерата, имеющего вид полой трубы диаметром 120 см с диаметром внутренней несцементированной части 40 см (сожская флювиогляциальная толща близ д. Дубравы Молодечненского района). Концентрация изотопа ¹⁴С в образце составила 1,54 %, что соответствует возрасту в 34580 (+1610/-1350) л.н. (IGSB-1180).

Механизм формирования мощных карбонатных конгломератов можно объяснить, только предположив наличие некой неоднородности (в частности по водопроницаемости) субстрата, присущей определенным палеообстановкам. Цементация могла происходить по таликам (незамерзшим водопроводящим каналам) в условиях многолетней мерзлоты (возможно, на начальном этапе ее развития или на этапе деградации). Триггерными механизмами, вызывающими активное осаждение кальцита, служили эффекты изменения минерализации растворов при замерзании-оттаивании, а также дегазация вод при снятии давления. Характерная величина δ^{18} О в конгломератах, где согласно теоретическим ожиданиям наиболее велика роль талых вод пермафроста в резервуаре карбонатообразования, равна –10,0 ‰. Аномально низкие индивидуальные значения зафиксированы в конгломерате из карьера у д. Дубравы Минского района (-12,4 и -11,2 ‰); в конгломерате из карьера у д. Колпаки близ Гродно (-11,2 ‰); в конгломерате из карьера у д. Хмелевка Минского района (-11,2 ‰). Если допустить, что осаждение кальцита в них происходило при околонулевой температуре в среде талых вод вечной мерзлоты (хотя в реальности кальциты такой генерации могут составлять лишь ту или иную часть карбонатных тел), то минимальная величина δ¹⁸О этих вод может быть оценена в -16,4 ‰ SMOW, что соответствует среднегодовой температуре примерно в -2 °С.

Наиболее информативными «архивами» изотопных сведений о климатических условиях позднеледниковья—голоцена выступают карбонатные озерные и источниковые осадки.

Мы проанализировали те фрагменты построенных ранее [33, 89, 90, 235, 326] кислородных кривых, которые несут наиболее точный палеоклиматический сигнал. Из рассмотрения исключены данные по слоям, сильно контаминированным обломочными карбонатами, по стратиграфическим горизонтам, включающим перерывы в осадконакоплении и имеющим аномально малую мощность, а также по верхним частям некоторых залежей, в которых тренд возрастания величины δ^{18} О в направлении кровли обусловлен обмелением озера из-за заполнения котловины осадками. Наиболее информативные отрезки кривых получены в результате исследования восьми частей шести залежей, географические координаты мест опробования в пределах которых приведены в главе 5.

Это: 1) толща озерного мела мощностью 330 см, накопившаяся с начала атлантического периода до наших дней в малом плесе озера *Нарочь* (глубина воды 7,2 м); 2) две части пятиметровой толщи из озера *Сергеевского* (166,2 м н. у. м.), вскрытой под слоем воды в 1,2 м: а) озерный мергель и мел, накопившиеся от конца беллинга до первых десятилетий пребореала и локализованные в разрезе на глубине 330–480 см; б) карбонатный сапропель, осадившийся в течение бореала и атлантики (глубина в разрезе 95–290 см); 3) часть погребенной под делювием толщи источникового мела залежи *Птичь* (~ 200 м н. у. м.), накопившаяся с начала пребореала приблизительно до конца атлантики-1 и залегающая на глубине 85–305 см; 4) часть погребенной под полуметровым торфяным слоем озерной меловой залежи *Мощеное* (187,6 м н. у. м.),

сформировавшаяся в бореале, ранней и средней атлантике и локализованная на глубине 180–400 см; 5) часть толщи карбонатного сапропеля из озера *Теклиц* (166,3 м н. у. м., глубина воды в точке бурения 2,2 м), сформировавшаяся в бореале и начале атлантики и залегающая в разрезе на глубине 165–260 см; 6) две части залежи из озера *Оконо* 154,3 м н. у. м.), вскрытой под толщей воды в 2,2 м: а) мергельные отложения позднего дриаса с подстилающими осадками аллереда и перекрывающими осадками пребореала (глубина 210–350 см); б) бореальный озерный мел, локализованный на глубине 105–180 см.

Калибрование всех дат выполнено при помощи программы OxCal 3.10 [181].

При анализе палеоклимата Европы и Северной Америки в качестве эталона позднеплейстоценовых и голоценовых палеоклиматических вариаций, вызванных изменениями водной циркуляции в Северной части Атлантического океана, т.е. событий надрегионального ранга, используются изотопно-кислородные кривые по воде гренландского ледника. Эти кривые точно датированы путем подсчета годичных пар слоев льда, и на них отчетливо распознаются беллинг, средний дриас, аллеред, поздний дриас, резкое быстрое потепление на переходе к голоцену, холодное событие 8200 кал. л.н. и т.д.

Поэтому в качестве методической основы наших палеоклиматических реконструкций позднеледниковья—голоцена мы применили межрегиональную корреляцию изотопно-кислородных профилей и, в частности, сравнение белорусских изотопных кривых с кривой δ^{18} О воды гренландского ледника (скважина GISP 2). Вариации δ^{18} О в ледниковой скважине отражают температурные тренды, во многом обусловленные динамикой структуры течений и особенностями термогалинной циркуляции в Атлантическом океане.

Такая корреляция помогла ответить на принципиально важный вопрос о том, имела ли место когерентность между климатическими событиями в северной Атлантике (и шире, в Западной Европе) и в Беларуси.

При решении этого вопроса мы вслед за другими исследователями [275] полагали, что если большие отрезки сравниваемых изотопно-кислородных кривых, даже полученных по залежам, разделенным значительным расстоянием, морфологически подобны, то соответствующие пики и тренды на них практически синхронны. В противном случае (например, при наличии временно́го лага между событиями, вызванными единой причиной) морфологическое подобие кривых должно быть нарушено.

Методика корреляции основана на нескольких наших ранних находках и некоторых теоретических допущениях.

1. На изотопных кривых низов ряда белорусских разрезов отчетливо выделяется широкий резко ограниченный зубец низких значений δ¹⁸О. Пыльцевые спектры из отложений, соответствующих этому зубцу, имеют явно холодный «облик».

2. На позднебореальных фрагментах пяти изотопных кривых из Беларуси отмечается сильный узкий пик низких значений δ¹⁸О (иногда самых низких для голоценовых частей индивидуальных разрезов). Несколько выше уровня

пика на палинологических диаграммах отмечается резкий подъем рациональных кривых *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Alnus* (т.е. переход к оптимальным пыльцевым спектрам).

3. Два названных отрезка изотопных кривых сопоставляются с позднедриасовым стадиальным похолоданием и холодным событием 8200 кал. л.н. соответственно. Поскольку каждое из этих событий вызвано единой причиной и синхронно во многих местах Европы [161, 354], то изотопные границы «аллеред–поздний дриас», «поздний дриас–пребореал», а также позднебореальный отрицательный пик δ¹⁸О должны быть датированы в белорусских разрезах тем же возрастом, что и в гренландских скважинах.

4. Если взять за основу синхронность таких реперных событий, то при слегка неравномерном вертикальном сжатии или растяжении крупных фрагментов белорусских кривых δ¹⁸О можно добиться близкого сходства их конфигураций с очертаниями кривой GISP 2.

5. Максимальное подобие кривых разрезов Нарочь [33] и GISP 2 достигается при допущении того, что исследованная нарочанская залежь накапливалась начиная с 8000 кал. л.н. (что подтверждается палинологическими данными) до настоящего времени.

6. Изначальные хронологические модели белорусских разрезов, основанные на определениях концентрации ¹⁴С в органическом веществе и карбонатах валовых образцов озерного осадка, должны быть неизбежно удревнены вследствие эффекта жесткой воды.

Совместный анализ изотопных, хронометрических и пыльцевых данных по этим разрезам [89, 90] позволил выделить ряд изотопно-кислородных (климатических) событий позднеледниковья (рис. 75).

Среднедриасовое стадиальное похолодание. Наиболее древнее изотопнокислородное событие регистрируется в виде узкого отрицательного пика δ^{18} O (до –14 ‰) в разрезе Сергеевское на уровне ~14200–13900 кал. л.н. по хронологии GISP 2. На палинологической диаграмме этому пику соответствует максимум *Pinus*. Другие пыльцевые данные («провалы» в содержаниях пыльцы трав и фоссилий водоросли *Pediastrum*), а также сильный пик органического вещества указывают на значительный кратковременный приток воды в бассейн (возможно, в связи с аградацией вечной мерзлоты и ухудшением подземного дренажа в окрестностях озера). Вместе с тем нельзя исключить, что сильная изотопная выразительность события связана с поступлением реликтовых талых изотопно-легких вод вечной мерзлоты, деградирующей в начале аллередского потепления. Этим, вероятно, вызвана некоторая омоложенность радиоуглеродной даты с медианой 13510 кал. л.н., что, впрочем, может объясняться аналитической ошибкой и несовершенством инструментов калибрования дат, более древних чем 12,5 тыс. кал. л.

Аллередское интерстадиальное потепление. Интервалу 13900–12800 кал. л.н. в разрезе Сергеевское соответствует участок высоких значений δ^{18} O, сопоставляемый с аллередским интерстадиалом. В его конце (13300–13050 кал. л.н.),



Рис. 75. Корреляция между кривыми δ^{18} О скважины GISP 2 (вода гренландского ледника, ‰ SMOW) и белорусских разрезов карбонатных озерных отложений (кальцит, ‰ PDB): *a* – позднеледниковые отрезки, *б* – голоценовые отрезки; изотопные данные по гренландской скважине [342] осреднены по 100-летним интервалам; аббревиатуры: BL – беллинг, DR-2 – средний дриас, AL – аллеред, OG – осцилляция Герцензее, DR-3 – поздний дриас, PBO – пребореальная осцилляция; 1 – слои осадка, сильно обогащенные органическим веществом; 2 – слои осадка, незначительно обогащенные органическим веществом; 3 – медианы радиоуглеродных дат (кал. л.н.); 4 – хронологические оценки (кал. л.н.), основанные на пыльцевом зонировании (рубежам палинозон, т.е. этапов позднеледниковья–голоцена, приписаны даты, используемые в традиционной стратиграфической схеме [129, 130])



Рис. 76. Сопоставление позднеледниковых отрезков нескольких изотопно-кислородных кривых Европы: ГРИП, гренландский ледник [249]; пресноводные карбонатные отложения Хоус Уотер (Англия) [249], Аммерзее (Германия) [249], Лейсин (Швейцария) [316], Гостенж (Польша) [209], Оконо (Беларусь) (возраст дан в календарных годах; величины δ¹⁸О выражены в ‰ SMOW для льда из скважины ГРИП и в ‰ PDB для остальных кривых; основные изотопно-кислородные события обозначены буквами *A*–*E*)

так же как и в скважине GISP 2, прослеживается кратковременный холодный импульс (так называемая осцилляция Герцензее). Аллередское потепление выражено в белорусском разрезе (в отличие от кривой GISP 2 и ряда европейских разрезов карбонатных отложений) как фаза более теплая, чем беллинг, что, по-видимому, отражает региональную особенность палеоклимата. На пыльцевой диаграмме разреза Сергеевское [91] этот интервал характеризуется доминированием *Pinus* над *Betula*, значительным количеством трав, в конце – появлением (впервые после раннего дриаса) единичных пыльцевых зерен *Picea*. Высокие значения δ^{18} O (до –6,3 ‰) и широкий положительный пик δ^{13} C указывают на низкую эффективную влажность климата в аллереде либо на разрушение вечномерзлого водоупорного слоя на окружающей территории, что обусловило падение уровня озера.

Позднедриасовое стадиальное похолодание. В разрезах Сергеевское и Оконо над аллередским участком прослеживается широкий четко ограниченный фрагмент низких значений δ^{18} O, сопоставляемый с поздним дриасом (12800– 11600 кал. л.н. по хронологии GISP 2 или ~ 12700–11500 кал. л.н. по хронологии более ранней гренладской скважины GRIP). Конфигурация изотопных кривых названных белорусских профилей подобна очертаниям кривых по гренландскому леднику и европейским толщам карбонатных озерных отложений: Амммерзее, Лейсин, Хоус Уотерс, Гостенж (рис. 76).

Во всех этих разрезах регистрируются надрегиональные события: тренд слабого повышения δ^{18} О в направлении верха залежей (потепления), а также два пика относительно пониженных величин (похолоданий), разделенных положительным зубцом δ^{18} О, индицирующим более теплые климатические условия и особенно сильно выраженным на белорусских кривых.

Для белорусских позднедриасовых пыльцевых спектров характерно присутствие Betula nana, Alnaster, сильный четко ограниченный зубец Picea, существенное преобладание *Pinus* над *Betula*, обилие трав [89, 91]. В разрезе Сергеевское именно в позднедриасовых отложениях отмечен сильный пик водорослей *Pediastrum integrum*, показателя холодной воды и олиготрофного статуса озера [91]. Главными палинологическими критериями отделения позднего дриаса как от аллереда, так и от пребореала являются границы зубцов *Picea* и *Betula nana*. Рубеж «поздний дриас–пребореал» (и, следовательно, хронологический репер 11600–11500 кал. л.н.) четко выделяется также по внезапному падению содержания пыльцы *Artemisia* и Chenopodiaceae, резкому увеличению роли *Betula* и Polypodiaceae. На хронологическом уровне 11400–11000 кал. л.н. в изотопных профилях Сергеевское и Оконо отмечаются небольшие отрицательные пики δ^{18} О, которые можно гипотетически сопоставить с надрегиональной пребореальной осцилляцией (11400–11300 кал. л.н. в GISP 2).

Региональное событие быстрой деградации вечной мерзлоты примерно на границе позднего дриаса и пребореала диагностируется по особенностям изотопно-углеродных кривых в ряде разрезов (Птичь, Оконо, Теклиц, Сергеевское, Лозовики) [89, 91, 326]. Это сильные квазисинхронные сдвиги δ^{13} С от низких значений (как правило, минимальных для разреза) в сторону более высоких (часто максимальных для разреза). Происхождение такой особенности мы связываем с резким притоком талых вод пермафроста и повышением уровней озер и последующим устранением вечномерзлого барьера на водосборах и резким падением уровней озер. Заметим, что согласно пыльцевым и литологическим данным по 25-ти разрезам, приблизительно на границе позднего дриаса и пребореала фиксируется один из двух наиболее значительных регионально выдержанных эпизодов падения уровня белорусских озер [32].

Допустив, что в холодных условиях позднеледниковых стадиалов испарение воды было незначительным даже в малопроточных системах и применив предложенный нами ранее градиент 0,66 ‰/°С [89], мы выполнили опыт количественной оценки палеотемператур воздуха в позднеледниковье. Оказалось, что в позднем дриасе, согласно данным по разрезу Оконо ($\delta^{18}O = -15,7$ ‰), среднегодовая температура воздуха опускалась до -0,5 °С, а по материалам исследования толщи из Сергеевского озера ($\delta^{18}O = -14,0$ ‰), – до + 2,1 °С. В окрестностях озера Сергеевского в позднем дриасе среднегодовая температура воздуха была на 2,4 °С ниже, чем в раннем голоцене, и на 5,3 °С ниже, чем в атлантическом периоде.

Перейдем к описанию изотопно-кислородной модели и изложению нашего видения динамики палеоклимата голоцена Беларуси (рис. 75, б). Для подтверждения надрегионального ранга некоторых событий, видимых на белорусских кривых, мы будем ссылаться на результаты палеоклиматических реконструкций, выполненных в результате изучения детально датированных европейских осадочных «архивов». Это реконструкция влажности поверхностного слоя верховых торфяников Болтон Фелл Мосс и Уолтон Фелл Мосс (графство Камбрия, Англия); реконструкция влажности климата, основанная на анализе мощности годичных слоев ламинированных осадков озера Хольцмаар (Западно-Эйфельское вулканическое поле, Германия) и озера Гостенж (центральная Польша); реконструкция зимних палеотемператур, основанная на пыльцевых данных по отложениям польского озера Ледница (52,56° с. ш., 17,39° в. д.) [172]. Также будут привлекаться материалы реконструкции среднегодовых температур, проведенные на основании палинологического изучения осадков трех эстонских озер Райгаствере (58°35' с. ш., 26°32 'в. д.), Виитна (59°27' с. ш., 26°05' в. д.), Руила (59°10' с. ш., 24°26' в. д.) [318].

Ниже дается характеристика основных палеоклиматических этапов.

Отрезок времени 11600–9000 кал. л.н. На части характеризуемого интервала (~ до 9900 кал. л.н.) в Северо-Атлантическом регионе, как можно судить по изотопно-кислородным кривым гренландского ледника, имел место длительный плавный (хотя и осложненный одной заметной флуктуацией) переход от относительно холодного послепозднедриасового к типично голоценовому тепловому режиму [342]. На белорусских изотопных кривых переход к голоценовым соотношениям ¹⁸O/¹⁶O после позднего дриаса происходит резко. Более того, в разрезах Сергеевское и Оконо времени ~ 11500–11400 кал. л.н. соответствуют узкие положительные пики δ^{18} O. Их происхождение мы связываем с устранением вечномерзлого барьера на водосборах и резким падением уровня озер. Этой же причиной, по-видимому, обусловлены и квазисинхронные сдвиги δ^{13} С в сторону более высоких значений, отмеченные на этом же хронологическом уровне и несколько позднее в разрезах Птичь, Оконо, Теклиц, Сергеевское, Лозовики [91, 326].

На хронологическом уровне 11400–11000 кал. л.н. на изотопных профилях Сергеевское и Оконо отмечаются небольшие отрицательные пики δ¹⁸О, которые можно гипотетически сопоставить с пребореальной осцилляцией (11400–11300 кал. л.н. в GISP 2).

Отрезки белорусских кривых, соответствующие времени ~ 11000– 9500 кал. л.н., настолько различны, что их совмещение оказывается проблематичным. Поэтому в нашей модели оставлена лакуна длительностью в полторы тысячи лет. Разнообразие изотопно-кислородных характеристик кальцитов этого возраста, возможно, связано с перестройкой гидросферы после деградации вечной мерзлоты.

Колебания величины δ^{18} О на уровне ~ 9500–9100 кал. л.н. в разрезе Птичь (рис. 75, δ) синхронны так называемому «событию 9300 кал. л.н.» в GISP 2 (эпизод флуктуирующих значений δ^{18} О, включающих узкий отрицательный пик). В таком случае верхняя граница пребореального периода, выделяемая на белорусских пыльцевых диаграммах по концу отчетливого максимума *Betula* и традиционно датируемая возрастом 10200 кал. л.н. [129], оказывается в профилях Птичь, Мощеное, Оконо и Теклиц непосредственно над событием 9300 кал. л.н. на уровне примерно 9100 кал. л.н.

Холодная и/или влажная фаза 9000-8600 кал. л.н. Осадкам этого времени в разрезах Мощеное, Теклиц и Оконо соответствует широкий отрицательный зубец δ^{18} О, в профиле Сергеевское – относительно низкие величины, в кальцитах из наиболее проточной системы Птичи и в GISP 2 – тренд понижения величины. К нижнему рубежу фазы приурочено начало или резкий подъем рациональной кривой *Corylus*, а также увеличение содержания пыльцы широколиственных деревьев (переход к бореальному периоду по палинологическим критериям) [33, 89, 91, 235, 326]. В залежах озер Сергеевское и Оконо на уровне пика отрицательного зубца фиксируются литологические признаки высокого уровня воды (повышенная доля органического вещества). Обсуждаемый временной интервал соответствует второй половине одного из четырех голоценовых эпизодов высокого уровня воды в польском озере Гостенж (9450–8450 кал. л.н.) [172].

Теплая и сухая фаза 8600–8300 кал. л.н. На этом отрезке временной шкалы пять белорусских изотопных кривых имеют положительный зубец δ^{18} O с пиком примерно 8400 кал. л.н. Поскольку эта фаза хуже всего выражена в кальцитах проточной системы Птичи и не видна в GISP 2, можно предположить, что утяжеленный изотопный состав кислорода сформировался частично за счет пониженного количества атмосферных осадков. Эта фаза соответствует второму из двух наиболее значительных региональных эпизодов аридизации в голоцене (середина бореального периода), реконструированных по пыльцевым и литологическим [32], а также изотопно-углеродным [326] показателям. Палинологические материалы свидетельствуют о еще более значительной экспансии широколиственных пород с начала фазы. На характеризуемый отрезок времени (с центром около 8500 кал. л.н.) выпадает пик повышенных зимних температур в Леднице [172].

Холодное событие 8200 кал. л.н. (8300-8100 кал. л.н.). Признаки сильного кратковременного похолодания отчетливо регистрируются на белорусских изотопно-кислородных кривых в виде узких отрицательных пиков значений δ¹⁸О, минимальных или почти минимальных для индивидуальных разрезов. По-видимому, именно это примечательное событие отмечается Я.К. Еловичевой [28] в конце бореального периода (несколько ранее 8000 условных радиоуглеродных или 8890 календарных л.н.). В исследованных нами разрезах на уровне обсуждаемого отрицательного изотопно-кислородного пика фиксируются «провалы» в содержании Ulmus, Alnus, Corylus, незначительные пики Betula и трав, иногда Picea [33, 89, 91, 235, 326]. Эти особенности части позднебореальных пыльцевых спектров можно рассматривать как индикаторы холодного события и, следовательно, хронологического репера 8200 кал. л.н. В разрезах Сергеевское, Мощеное и Оконо на уровне изотопного события отмечены повышенные содержания органического вещества, что предполагает сравнительно большую эффективную влажность (не обязательно на фоне увеличенного количества атмосферных осадков). В разрезе Хольцмаар (Германия) в диапазоне времени 8250-7900 кал. л.н. встречены варвы повышенной мощности, что также интерпретируется как свидетельство сравнительно гумидного климата [172].

Период максимальных температур 8100–4700 кал. л.н. После завершения холодного события 8200 кал. л.н. происходит быстрый переход к климатическому оптимуму или атлантическому периоду, который в Беларуси был временем особенно благоприятных условий для произрастания Q. mixtum (вяза, липы, дуба) и ольхи и продолжался вплоть до заметной экспансии ели и резкого уменьшения роли вяза и липы в растительности [28, 129]. По традиционному мнению, это время сочетания наиболее высоких температур и максимального количества атмосферных осадков [28]. Проследим, подтверждают ли такую климатическую характеристику изотопные данные.

Доказательства существенно более высоких температур в атлантическом периоде по сравнению с предшествующими этапами голоцена имеются на кривой разреза Сергеевское, построенной с пятисантиметровым разрешением [91]: средняя величина δ^{18} О кальцитов пребореального и бореального возраста составляет –10,2 ‰ (n = 29), а атлантического – –8,3 ‰ (n = 27). Переход к постоптимальному похолоданию регистрируется в разрезе Нарочь, причем самый сильный контраст в содержании тяжелого изотопа между осадками термического максимума (δ^{18} O = –4,6 ‰ при n = 38) и более поздней части голоцена (δ^{18} O = –6,4 ‰; n = 35) наблюдается в случае проведения рубежа на уровне 4700 кал. л.н.

Очертания кривых по разрезам Нарочь и GISP 2 имеют очевидное подобие (коэффициент корреляции r = +0,64 при n = 80). Однако на изотопно-кислородной кривой GISP 2 среднеголоценовый температурный максимум прослеживается нечетко. В то же время на кривой по ледяному керну гренландской скважины NorthGRIP он укладывается либо в диапазон от 8000 до 5000 кал. л.н., либо продолжается до 4000 кал. л.н. [296].

В пределах периода максимальных температур, по материалам белорусских разрезов, выделяется несколько более мелких климатических фаз.

Теплая и сухая фаза 8100–6400 кал. л.н. Внутри нее по данным нескольких кривых диагностируются температурные пики около 7900–7700 и 6900–6700 кал. л.н.

Относительно холодная и влажная фаза 6400–5350 кал. л.н. В разрезе Нарочь максимумы содержания пыльцы *Ulmus, Tilia* и *Corylus* регистрируются преимущественно в осадках именно этой фазы (~ 6100–5200 кал. л.н.) [33]. В ее составе выделяются два выразительных холодных и влажных события (отрицательные пики δ¹⁸O, отмеченные в осадках с обильным органическим веществом и пыльцевыми свидетельствами обводнения берегов). Первое событие датируется возрастом 6400–6200 кал. л.н. Возможно, это аналог холодного и влажного эпизода в разрезе Хольцмаар (6400–6000 кал. л.н.), стадии высокого уровня воды в озере Гостенж (6350–6300 кал. л.н.) и интервала повышенной влажности торфяника Болтон Фелл Мосс (около 6200 кал. л.н.) [172]. Второе событие (5550–5300 кал. л.н.) может быть сопоставлено с холодными и/или влажными эпизодами 5420 и 5250 кал. л.н. в Болтон Фелл Мосс [172].

Теплая и сухая фаза 5300–4700 кал. л.н. Около 5200 кал. л.н. в разрезе Нарочь регистрируется первое из двух заметных в пыльцевой диаграмме падений

содержания пыльцы Ulmus и Tilia, что можно рассматривать как признак окончания «палинологического» оптимума [33]. С этого уровня отмечается длительный, вплоть до кровли залежи (хотя и прерываемый некоторыми отклонениями), тренд понижения величины δ^{18} О. Приблизительно в это же время, а именно 5000 кал. л.н., фиксируются заметное похолодание в изотопном профиле по керну гренландского льда из скважины NorthGRIP [296], падение зимних температур в окрестностях польского озера Леднице [172] и понижение среднегодовой температуры в Эстонии [318]. Несмотря на начало тренда понижения δ^{18} О в разрезе Нарочь с уровня 5200 кал. л.н., температуры еще в течение 500 лет оставались высокими.

Изотопные данные по кальциту возраста $8000 - \sim 4700$ кал. л.н. из залежи Нарочи указывают на то, что термический максимум нельзя рассматривать как непрерывный этап высокой климатической влажности. Аномально высокие величины δ^{18} О говорят о значительном испарении воды в озере Нарочь во временных интервалах 8000-6400 и 5300-4700 кал. л.н. Возможно, что повышенная влажность, традиционно считающаяся характерным атрибутом климатического оптимума в Беларуси, была присуща только его первым векам и в особенности относительно холодному эпизоду надрегионального ранга (6400–5350 кал. л.н.), наиболее благоприятному для распространения вяза, липы, орешника.

В ряде мест Европы также реконструируются сухие условия в период максимальных температур. Так, в Англии выявлен период повышенной сухости торфяников Болтон Фелл Мосс и Уолтон Фелл Мосс (с отдельными влажными эпизодами) с 7800 до 4400 кал. л.н. [172]. Есть сведения о том, что в Финляндии, южной Швеции, странах Балтии в период максимальных температур (~8000–4000 кал. л.н.) эффективная влажность климата и уровни озер были низкими [231].

Кратковременный холодный влажный эпизод 4700–4250 кал. л.н. на фоне тренда похолодания и увлажнения. Отрицательный пик δ^{18} О, отмеченный в разрезе Нарочь на этом временном уровне, может отражать те же климатические изменения, которые обусловили эпизод высокого стояния воды в озере Гостенж 4825–4775 кал. л.н. [172]. Приблизительно на хронологическом уровне середины фазы зафиксированы конец длительного периода сухих и теп-лых условий (с влажными эпизодами) в Болтон Фелл Мосс и Уолтон Мосс (4400 кал. л.н.), заметное падение зимних температур в Леднице (~ 4400 кал. л.н.) [172], завершение термического максимума в Эстонии (4500 кал. л.н.) [318].

Длительный тренд похолодания и увлажнения 4250–2100 кал. л.н. На уровне 4300–4200 кал. л.н. в разрезе Нарочь отмечено второе, а в разрезе Сергеевское главное резкое падение содержания пыльцы вяза и липы [33, 91]. Таким образом, и этот рубеж можно рассматривать как конец «палинологического» оптимума голоцена. Допустимо, что в отдельных разрезах Беларуси палеоботанические признаки завершения климатического оптимума могут фиксироваться в диапазоне 5200–4300 кал. л.н. В осадках Нарочи минимальные (в пределах описываемого тренда) значения δ¹⁸О (свидетельства холодных и/или влажных условий) отмечаются в его конце ~ 3200–2000 кал. л.н.. Аналогичные климатические явления наблюдаются в разных частях Европы: эпизод высокой воды в озере Гостенж (3230– 1950 кал. л.н.); холодные и/или влажные условия в Хольцмаар (2800–2500 кал. л.н.); суровые зимы в Леднице (~ 2600–2200 кал. л.н.) [172].

Теплый и/или сухой эпизод 2100–1400 кал. л.н. На этом интервале в разрезе Нарочь (так же как и в GISP 2) локализован зубец повышенных значений δ^{18} О. Для этого же времени реконструируются относительно теплые зимы в окрестностях Леднице (2100–1400 кал. л.н.) [172] и повышенная среднегодовая температура в Эстонии (2000–1800 кал. л.н. как особенно теплая часть относительно теплого интервала 2800–1200 кал. л.н.) [318].

Кратковременный холодный и/или влажный интервал 1400–1000 кал. л.н. на фоне тренда похолодания. Эпизод отражается в виде отрицательного пика δ^{18} О в пределах тренда облегчения изотопного состава кислорода в кальцитах Нарочи (с 1700 кал. л.н.) и имеет аналог в кривой GISP 2. Когерентные климатические события регистрируются и в других местностях Европы. В торфянике Болтон Фелл Мосс найдены свидетельства влажных эпизодов 1550–1450 и 1180–1100 кал. л.н., а признаки относительно холодных зим (1400–1000 кал. л.н.) установлены в Леднице [172].

Продолжение тренда похолодания и увлажнения (1000 кал. л.н. – наше время). После слабого повышения величины δ^{18} О в кальцитах тысячелетнего возраста в разрезе Нарочь виден тренд облегчения изотопного состава, т.е. похолодания и/или увлажнения, которое особенно ускоряется, начиная с 500– 400 кал. л.н. Сходные события отмечаются и за пределами Беларуси: начало тренда понижения среднегодовых температур в Эстонии со времени 1200– 1100 кал. л.н. [318]; влажный эпизод в Болтон Фелл Мосс (480–400 кал. л.н.) [172].

На основании полученных и интерпретированных изотопных данных мы провели опыт количественной оценки палеотемператур воздуха в голоцене. Наиболее реалистические абсолютные значения среднегодовых температур могут быть выведены на основании изотопно-кислородной характеристики кальцитов, осадившихся из воды, претерпевшей минимальное испарение. Косвенными индикаторами таких условий являются «разумный» диапазон варьирования и близость средних значений δ^{18} О голоценовых кальцитов к величине –11,8 ‰, а также величина δ^{13} С, отражающая равновесие с изотопным составом органогенного углерода (около –12 ‰). Этим критериям лучше всего соответствуют кальциты из проточной системы Птичи. Использовав предложенный нами ранее градиент 0,66 ‰/°C [326] и учитывая теоретически ожидаемое значение δ^{18} О современного кальцита (–11,8 ‰), можно заключить, что среднегодовая температура на пике холодного события 8200 кал. л.н. (δ^{18} O = –13,5 ‰) составляла ~ + 2,6 °C, т.е. была на 1,8 °C ниже современной.

Определенную количественную информацию можно получить и сравнивая средние значения δ^{18} О для отдельных стратиграфических единиц из залежей

слабопроточных озер. На основании такого подхода получается, что вблизи озера Нарочь в период температурного максимума T_r была на 2,9 °C выше, чем в постоптимальное время, а в окрестностях озера Сергеевского T_r в раннем голоцене была на 2,4 °C, а в атлантическом периоде – на 5,3 °C выше, чем в позднем дриасе.

8.3. Изотопы, палеоклимат и хроностратиграфическая схема позднеледниковья–голоцена

Последний официально утвержденный вариант хроностратиграфической схемы позднеледниковья-голоцена Беларуси опубликован в 2010 г. [130]. В нем в рамках плейстоценового отдела выделен нарочанский подгоризонт с 5-ю слоями, а в пределах голоценового отдела – судобльский горизонт с 5-ю слоями. Слои соответствуют определенным климатическим этапам. Для каждого слоя дана характеристика пыльцевых спектров, семенной и диатомовой флоры, фауны моллюсков, остракод, млекопитающих, насекомых, а также описание преобладающих генетических типов отложений. При современном состоянии знаний наиболее надежным методом, позволяющим расчленять разрезы согласно стратиграфической схеме, является метод спорово-пыльцевого анализа. Слои сопоставляются с характерными (отдельно для северной и южной частей Беларуси) палиностратиграфическими зонами, которые в свою очередь разделяются на подзоны (соответствующие климатическим подэтапам). Временная шкала основана на увязке около 100 радиоуглеродных дат, полученных путем подсчета актов радиоактивного распада в бензоле. Датировались образцы органических сапропелей, карбонатных осадков, торфа, реже древесины.

Не все в обсуждаемой схеме (и в процедуре ее построения) соответствует современным требованиям и традициям хроностратиграфического анализа позднеледниковья—голоцена. Так, хронологическая шкала схемы дана в условных радиоуглеродных (а не калиброванных или календарных) годах. Такие шкалы сегодня считаются архаичными. Белорусскую схему можно коррелировать со старыми схемами Скандинавии и Прибалтики [304], Польши [328], центра Русской равнины [143]. Однако она несопоставима (или трудно сопоставима) с современными региональными, субрегиональными, локальными схемами, разработанными в странах Западной Европы, Балтии, Польше, а также в Северной Америке.

В схеме не выделены какие-либо климатические или палеогеографические события надрегионального (континентального) ранга, т.е. отсутствуют хронологические маркеры, позволяющие синхронизировать отложения в залежах, разделенных значительными расстояниями.

Ни одна из радиоуглеродных дат, на которых базируется хронология схемы, не получена методом AMS (ускорительной масс-спектрометрии) по остаткам наземной растительности. Значит, возможность резервуарного эффекта, удревняющего даты, полученные по озерным сапропелям (остаткам водной растительности), а также карбонатным отложениям, не учтена при создании хронологической модели. Это позволяет предполагать определенную некорректность хронометрических определений, что можно аргументировать следующими рассуждениями.

Если хронологические границы климатических этапов и подэтапов (палиностратиграфических зон и подзон) сопоставить с калибровочной кривой [181] и представить в календарной шкале (количество лет до 1950 г. н. э.), то хронология этапов будет выглядеть так, как показано в третьем столбце табл. 51.

Таблица 51. Временные границы климатических подэтапов (палиностратиграфических подзон) хроностратиграфической схемы позднеледниковья–голоцена Беларуси [130] в годах условной (некалиброванной) и калиброванной (календарной) радиоуглеродной шкалы

Климатические (палиностратиграфич	подэтапы неские подзоны)	Возраст начала подэтапа				
белорусская терминология	«скандинавская» терминология	годы условной некалиброванной радиоуглеродной шкалы	годы калиброванной радиоуглеродной (календарной) шкалы			
Судобле V-3 (sd V-3)	Субатлантика-3	1000	930			
Судобле V-2 (sd V-2)	Субатлантика-2	2000	1960			
Судобле V-1 (sd V-1)	Субатлантика-1	2700	2800			
Судобле IV-3 (sd IV-3)	Суббореал-3	3200	3420			
Судобле IV-2 (sd IV-2)	Суббореал-2	4200	4770			
Судобле IV-1 (sd IV-1)	Суббореал-1	5000	5700			
Судобле III-3 (sd III-3)	Атлантика-3	6000	6840			
Судобле III-2 (sd III-2)	Атлантика-2	6600	7510			
Судобле III-1 (sd III-1)	Атлантика-1	7800	8580			
Судобле II-2 (sd II-2)	Бореал-2	8400	9450			
Судобле II-1 (sd II-1)	Бореал-1	9000	10200			
Судобле I-2 (sd I-2)	Пребореал-2	9800	11220			
Судобле I-1 (sd I-1)	Пребореал-1	10200	11910			
Нарочь-5 (pz-n-5)	Поздний дриас	10900	12870			
Нарочь-4 (pz-n-4)	Аллеред	11800	13680			
Нарочь-3 (pz-n-3)	Средний дриас	12100	13950			
Нарочь-2 (pz-n-2)	Беллинг	12800	15200			
Нарочь-1 (рz-n-1)	Ранний дриас	?	?			

Сравнивая обсуждаемую хронологическую шкалу с временными моделями ряда надежно датированных (при помощи десятков AMS-датировок, а также подсчета годичных слоев варв) зарубежных разрезов, нельзя не заметить некоторые «странности» белорусской схемы. Так, оказывается, что позднедриасовый стадиал закончился в Беларуси на 500 лет раньше, чем в Западной Европе и Польше [161] и продолжался на 400 лет меньше. Оптимум голоцена (атлантический период), согласно белорусской хронологии, начался и закончился на 800–900 лет раньше, чем в Европе.

Одним из методов, пригодных для уточнения хронологии, является метод стабильных изотопов кислорода, поскольку некоторые заметные сдвиги в изотопно-кислородных соотношениях в разрезах карбонатных осадков могут рассматриваться как маркеры синхронных событий надрегионального ранга [275].

Надо отметить, что в последние десятилетия работы в области изотопной геохимии кислорода континентальных четвертичных карбонатов привели к множеству интересных выводов. Получен ряд надежно датированных кривых по озерным отложениям и спелеотемам. В Западной Европе и Польше датированы изотопно-кислородные границы беллинга, аллереда, позднего дриаса, термического оптимума голоцена. Установлена синхронность этих событий (стадиалов, межстадиалов, оптимума), а также сильного холодного события 8200 кал. л.н. в пределах данной территории.

При анализе палеоклимата Европы и Северной Америки в качестве эталона позднеплейстоценовых и голоценовых палеоклиматических изменений, вызванных изменениями водной циркуляции в Северной части Атлантического океана, т.е. событий надрегионального ранга, используются изотопно-кислородные кривые по воде гренландского ледника. Эти кривые точно датированы путем подсчета годичных пар слоев льда; на них отчетливо распознаются беллинг, средний дриас, аллеред, поздний дриас, резкое быстрое потепление на переходе к голоцену, холодное событие 8200 кал. л.н. и т.д.

Поэтому в качестве методической основы уточнения белорусской хроностратиграфической схемы позднеледниковья–голоцена мы применили межрегиональную корреляцию изотопно-кислородных профилей и, в частности, сравнение белорусских изотопных кривых с кривой δ^{18} О воды скважины GISP 2 гренландского ледника (см. рис. 75).

В дальнейшем мы исходим из того, что реальная хронология изотопных (климатических) событий Беларуси отражена на возрастной оси кривой GISP 2. В таком случае, как и ожидалось, почти все даты, полученные по отдельным интервалам индивидуальных белорусских разрезов, оказываются удревненными.

Наши предложения по коррекции стратиграфической схемы позднеледниковья—голоцена отражены на рис. 77. Они касаются главным образом хронологической части. Вместе с тем кривая палеоклиматических изменений (динамики климата), полученная в результате синтеза нескольких изотопно-кислородных кривых, дает основание для придания границам палиностратиграфических зон и подзон конкретного палеоклиматического смысла. При этом палеоботаническое содержание стратиграфических подразделений традиционной схемы остается ненарушенным.

Й				возраст ст	ратиграфическ	их границ
аннс	Климатические	Ibl	Π	Предлагаемый,	Принятый в страт 2010 г.	гиграфической схеме
Возраст, калибров шкалы	этапы (слои)	Подэтап	Динамика климата Похолодание Потепление и/или и/или увлажнение аридизация	в годах, калиброванной радиоуглеродной (календарной) шкалы	в годах условной рдиоуглеродной (некалиброванной) шкалы	соответствие в годах калиброванной радиоутлеродной (календарной) шкалы
500		3				
1000-	Судобле V			1000	1000	930
1500 + 2000 +	(субатлантика)	2		2000	2000	1960
2500		1		- 2700	2700	2800
3500+	Cyποδπe IV			3300	3200	3420
4000-	(суббореал)	2		4250	4200	4770
4500		1		- 4700	5000	5700
5000-		3		5250	6000	6840
5500+	Судобле III (атлантика).	2				
6500+	температурный			6400	6600	7510
7000-	голоцена	1				
7500-		1				
8000+	0 6 U	2		- 8100	7800	8580
8500+	(бореал)	4		8600	8400	9450
9000+	(copean)	1		- 9100	9000	10200
10000	Come Em I					
10500+	(пребореал)					
11000+						
11500				— 11600	10200	11910
12000+	Нарочь V					
12500+	(позднии дриас)			- 12800	10900	12870
13000+	Нарочь IV (аллеред)					
14000	Нарочь III			- 13900	11800	13680
14500	(средний дриас) Нарочь II			- 14200	12100	13950
15000	(беллинг)			_	12800	15200
15500+	Наронь І					
16000+	(ранний дриас)					
17000						
. / \/\/\/						

Рис. 77. Вариант хроностратиграфической схемы позднеледниковья–голоцена Беларуси, отличающийся от принятой в 2010 г. [130] в основном хронологией границ стратиграфических подразделений

Приступая к описанию предлагаемых изменений, заметим, что изученность осадков различного возраста методом стабильных изотопов неодинакова. Так, нам не удалось обнаружить и изучить аутигенные кальциты наиболее древних позднеледниковых отложений раннего дриаса (нарочи I) и первых веков беллинга (нарочи II). Изотопные данные по отложениям пребореала (судобле I) пока не поддаются однозначной интерпретации в терминах палеоклиматических изменений. Поэтому мы воздержались от палеоклиматической характеристики пребореала и от предложений по датированию границы пребореал I–пребореал II. В пределах позднеледниковья (нарочанского подгоризонта) рубежи климатических этапов (стадиалов и интерстадиалов) проведены по сильным быстрым изотопно-кислородным сдвигам. Начало голоцена датируется возрастом 11600 кал. л.н. и маркируется сильным сдвигом величины δ¹⁸О в сторону более высоких значений.

Нижнюю границу бореала (судобле II) предлагается проводить над «изотопным событием 9300 кал. л.н.» на уровне 9100 кал. л.н. Бореал 1 (судобле II-1) время начала экспансии теплолюбивых широколиственных пород - включает две незначительные климатические флуктуации в сторону потепления и похолодания. Начало бореала 2 (судобле II-2) соответствует началу заметного потепления (тенденции перехода к климатическому оптимуму) и ускоренного распространения Q. mixtum в Беларуси. Это потепление континентального масштаба было прервано похолоданием, вызванным выбросом пресных вод северо-американского приледникового озера Оджибве в Северную Атлантику, что в свою очередь явилось причиной сильного «холодного события 8200 кал. л.н.» континентального ранга. Это событие отражено на кривой динамики климата Беларуси во второй половине бореала 2. На наш взгляд, сильный отрицательный пик δ¹⁸O, а также соответствующие ему на пыльцевых диаграммах «провалы» пыльцы широколиственных пород являются самыми точными и яркими хронологическими реперами в пределах голоцена, маркирующими дату 8200 кал. л.н.

Атлантика, или судобле III (температурный максимум голоцена), начинается 8100 кал. л.н. сразу после названного холодного события. Границы атлантических подэтапов (относительно теплый и сухой, относительно прохладный и влажный, относительно теплый и сухой) выделены нами по изотопным признакам.

Начало суббореала, или судобле IV, датировано датой 4700 кал. л.н. Внутри суббореала выделено 3 подэтапа: относительно холодный; относительно теплый; соответствующий тренду похолодания и/или увлажнения.

Субатлантика, или судобле V, включает холодный подэтап (субатлантика 1), две фазы (холодную и теплую), объединяемые в подэтап субатлантика 2, завершающий подэтап, соответствующий тренду похолодания вплоть до настоящего времени.

8.4. Приемы индикации палеоклиматических обстановок, основанные на интерпретации трендов в вертикальных профилях δ¹⁸O и δ¹³C

Как было показано выше, изотопные соотношения в кальците озерных и источниковых отложений Беларуси варьируют в чрезвычайно широком диапазоне: величины δ^{13} C – от –27 до 4…6 ‰, а величины δ^{18} O – от –16 до 1,7 ‰. Поэтому индикация палеогеографических (климатических, температурных) обстановок карбонатообразования по измерениям в отдельных образцах (без построения детальных изотопных кривых) возможна лишь в приближенном виде и только путем совместного рассмотрения соотношений ¹⁸O/¹⁶O и ¹³C/¹²C. Так, значения δ^{18} O, существенно превышающие –12...–11 ‰, могут быть индикаторами климата более теплого, чем ныне, только на фоне величин δ^{13} C, близких к равновесию с органогенным углеродом (около –12 ‰). Величины δ^{18} O ниже –12...–11 ‰, сопутствующие значениям δ^{13} C, недалеким от равновесия с атмосферным углеродом (положительных либо малых отрицательных), несомненно, индицируют более низкие, чем в настоящее время температуры воздуха.

Рассмотрение конфигураций изотопно-кислородных кривых, их корреляция с надежно датированными профилями δ^{18} O, полученными по воде гренландского ледника и карбонатным озерным осадкам зарубежной Европы (см. рис. 75), позволяют предложить приемы индикации в белорусских разрезах ряда крупных широко известных надрегиональных палеогеографических событий, обстановок, этапов. Описание этих приемов дано в табл. 52. Из таблицы следует, каким образом на основании интерпретации трендов в вертикальных профилях (изотопных кривых) δ^{18} O и δ^{13} C, полученных по карбонатным озерным и источниковым залежам, могут быть диагностированы обстановки: среднедриасовая стадиальная; аллередская межстадиальная; позднедриасовая стадиальная; оптимальная голоценовая.

Таблица 52. Изотопные индикаторы четвертичных палеогеографических обстановок осадконакопления и карбонатообразования, основанные на интерпретации трендов в вертикальных профилях δ¹⁸O и δ¹³C

Обстановка карбонатного озерного осадконакопления	Индикационные признаки, результаты индикации
Среднедриасовая стадиальная обстановка (разрез Сергеевское)	Узкий отрицательный пик δ^{18} О со значениями на 7–8 ‰ более низкими, чем в вышележащей аллередской части и на 4–5 ‰ бо- лее низкими, чем в подстилающей беллингской части. На пали- нологической диаграмме этому пику соответствует максимум <i>Pinus</i> , «провалы» в содержаниях пыльцы трав и фоссилий во- доросли <i>Pediastrum</i> . Отмечается сильный пик органического вещества. Изотопные и другие данные указывают на значительный крат- ковременный приток изотопно-легкой воды в бассейн (возмож- но,в связи с аградацией вечной мерзлоты и ухудшением подзем- ногодренажа в окрестностях озера)
Аллередская межстадиальная обстановка (разрез Сергеевское)	Широкий положительный зубец δ^{18} О со значениями, сопоста- вимыми с голоценовыми, на 7–8 ‰ более высокими, чем в под- стилающей среднедриасовой части, и на 4–5 ‰ более высоки- ми, чем в вышележашей позлнелриасовой части

Обстановка карбонатного озерного осадконакопления	Индикационные признаки, результаты индикации
Аллередская межстадиальная	На пыльцевой диаграмме отмечается доминирование <i>Pinus</i> над <i>Betula</i> , значительное количество трав, в конце – появление
обстановка (разрез Сергеевское)	(впервые после раннего дриаса) единичных пыльцевых зерен <i>Picea</i> . Реконструируется низкая эффективная влажность клима- талибо разрушение вечномерзлого водоупорного слоя на окружа- ющей территории, что обусловило паление уровня озера
Позднедриасовая стадиальная обстановка (разрезы Сергеевское, Оконо, Адров)	Широкий трехчленный отрицательный зубец б ¹⁸ О (включаю- щий два отрицательных пика, разделенных подчиненным поло- жительным пиком) на фоне отрицательного зубца δ ¹³ С. Абсо- лютные значения δ ¹⁸ О ниже, чем в любой части перекрывающих голоценовых осадков.
	Для пыльцевых спектров характерно присутствие Betula nana, Alnaster, сильный четко ограниченный зубец Picea, существен- ное преобладание Pinus над Betula, обилие трав, пик водорослей Pediastrum integrum. Реконструируются среднегодовые температуры воздуха до
Обстановка деградации вечной мерзлоты	-0,5+2,1 °C (на 3,4-6,0 °C ниже современных) Сильный сдвиг величины δ ¹³ C от узкого пика со значениями, минимальными для разреза, к узкому пику со значениями, мак-
(разрезы Оконо, Теклиц, Сергеевское)	симальными для разреза. Это объясняется резким притоком воды в бассейны в результате первого этапа таяния мерзлоты при наличии мерзлого водоупора, последующим устранением вечномерзлого водоупора и резким падением уровня воды в озе- рах в начале пребореала
Обстановка «реперного» голоценового холодного события 8200 кал. л.н.	Узкий отрицательный пик б ¹⁸ О со значениями, минимальны- ми для голоценовой части разреза и сопоставимыми с величи- нами, характерными для позднедриасовых кальцитов («сбой»
(разрезы Сергеевское, Птичь, Мощеное, Теклиц, Оконо)	в тренде потепления – перехода к климатическому оптимуму). На пыльцевых диаграммах фиксируются «провалы» в содер- жании Ulmus, Alnus, Corylus, незначительные пики Betula и трав, иногла Picea
	Реконструируется среднегодовая температура на пике холодно- го события 8200 кал. л.н. в ~ +2,6 °С (на 2,9 °С ниже современной)
Оптимальная голоценовая обстановка (разрез Нарочь)	Широкий неявно выраженный трехчленный экскурс δ^{18} O (положительный, отрицательный и положительный зубцы), начинающийся непосредственно выше отрицательного пика холодного события 8200 кал. л.н. и заканчивающийся началом тренда постоптимального снижения величины. Изотопные данные (вопреки традиционному мнению) указывают на относительно сухие климатические условия в первой и последней трети и на повышенную влажность только во второй трети оптимума. Пыльцевые диаграммы свидетельствуют об особенно благоприятных условиях для произрастания Q. mixtum (вяза, липы, дуба) и ольхи и о продолжении оптимума вплоть до заметной экспансии ели и резкого уменьшения роли вяза и липы. Изотопная характеристика кальцитов из залежи Нарочи свидетельствует о том, что среднегодовая температура в период температурного максимума была на 2,9 °C выше, чем в постоптимальное воемя

Результаты индикации палеоклиматических условий в позднем плейстоцене–голоцене могут быть резюмированы в следующем виде.

1. Температура воздуха в муравинском межледниковье была весьма близкой к современной. Пространственная изменчивость климатических характеристик и, в частности, обусловленных температурой воздуха и континентальным эффектом фракционирования изотопов кислорода в атмосферных осадках в Восточной Европе, была принципиально подобна той, которая существует в настоящее время.

2. По имеющимся немногочисленным данным на территории, покрытой ледником в период его значительной экспансии, среднегодовая температура воздуха опускалась до -4 °C, а мощность льда не превышала десятков или первых сотен метров. Приледниковый ландшафт не был безжизненной пустыней, и в нем довольно активно происходили процессы почвообразования и минерализации органического вещества. Растения класса С₄ в нем, по-видимому, отсутствовали.

3. Среднегодовая температура в перигляциальной области (раннее, среднее поозерье) оценивается примерно в –2 °С.

4. На основании изотопных данных в позднеледниковье распознан и охарактеризован ряд климатических событий:

среднедриасовое стадиальное похолодание (~ 14200-13900 кал. л.н.);

аллередское интерстадиальное потепление (13900–12800 кал. л.н.), которому была присуща низкая эффективная влажность климата и в течение которого произошло временное разрушение вечномерзлого водоупорного слоя на водосборах озер;

позднедриасовое стадиальное похолодание (12800–11600 или 12700– 11500 кал. л.н.), в течение которого динамика климата следовала надрегиональным (общеевропейским) трендам (слабое потепление климата в направлении конца этапа, наличие двух пиков холода, разделенных эпизодом более теплых климатических условий). В отдельные эпизоды позднего дриаса годовая температура воздуха опускалась до -0,5...2,1 °C и в среднем была на 2,4 °C ниже, чем в раннем голоцене, и на 5,3 °C ниже, чем в атлантическом периоде;

квазисинхронное в пределах Беларуси событие быстрой деградации вечной мерзлоты примерно на границе позднего дриаса и пребореала.

5. Вариации δ¹⁸О в позднеледниково-голоценовом кальците белорусских озерных отложений являются результатом комбинированного воздействия изменений температуры воздуха и эффективной влажности климата. Потепление и/или аридизация вызывают утяжеление, а похолодание и/или усиление гумидности – облегчение изотопного состава кислорода кальцита.

6. Белорусские кривые δ¹⁸О по кальциту и точно датированная изотопнокислородная (палеотемпературная) кривая, полученная по воде гренландского ледника (скважина GISP 2), имеют качественно подобные очертания и могут быть синхронизированы при допущении систематической удревненности изначальных (радиоуглеродных) хронологических моделей белорусских разрезов. Из этого следует, что: а) в Беларуси относительно теплым климатическим этапам позднеледниковья–голоцена была, как правило, свойственна пониженная эффективная влажность, а относительно холодным – повышенная; б) динамика климата Беларуси и более западных частей Европы характеризовалась существенной когерентностью и во многом была обусловлена изменчивостью структуры течений и особенностями термогалинной циркуляции в северной Атлантике.

7. Выделен и датирован ряд палеоклиматических событий голоцена, среди которых наиболее ярко выражены: холодная и/или влажная фаза 9000– 8600 кал. л.н.; теплая и сухая фаза 8600–8300 кал. л.н.; наиболее холодный эпизод голоцена 8300–8100 кал. л.н.; преимущественно аридный период максимальных температур 8100–4700 кал. л.н., включающий относительно холодную и влажную фазу 6400–5350 кал. л.н.; длительный тренд похолодания и увлажнения 5200–2100 кал. л.н.; теплый и/или сухой эпизод 2100–1400 кал. л.н.; тренд похолодания и увлажнения с 1700 кал. л.н. по настоящее время. Согласно приблизительным расчетам, на пике холодного события 8200 кал. л.н. среднегодовые температуры опускались до +2,6 °C, а в оптимуме голоцена были на 2,9 °C выше, чем в раннем голоцене и в постоптимальное время, и на 5,3 °C выше, чем в позднем дриасе.

8. Представлен вариант хроностратиграфической схемы позднеледниковья—голоцена Беларуси. Предлагаемые изменения по сравнению со схемой 2010 г. [130] касаются главным образом хронологии границ стратиграфических подразделений.

9. Предложены приемы изотопной индикации в белорусских разрезах ряда крупных широко известных надрегиональных палеогеографических событий, обстановок, этапов.

Глава 9

ИЗОТОПНАЯ ИНДИКАЦИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЗДНЕЛЕДНИКОВО-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ

Реконструкция гидрологических особенностей озер является одной из традиционных составляющих палеогеографического (палеоклиматического) анализа. Изменения уровня и степени проточности озер предопределены главным образом колебаниями эффективной климатической влажности (балансом между атмосферными осадками и испарением). Поэтому информация об изменениях уровней и проточности озер позволяет реконструировать динамику влажности – одной из двух важнейших (наряду с температурой воздуха) характеристик климата.

Изучение древнего гидрологического режима и климатической влажности является задачей более сложной, чем реконструкция температур. Если сдвиги (по крайней мере наиболее сильные) в тепловом режиме происходили в значительной мере одновременно в пределах крупных частей континентов (например, в Европе), то в пространственной изменчивости количества атмосферных осадков, повышений и понижений уровней озер имела место существенная надрегиональная асинхронность. Это, в частности, следует из европейской базы данных о палеоуровнях озер [227].

Обычно палеоуровни озер восстанавливаются путем анализа спорово-пыльцевых спектров, литологических особенностей колонок озерных осадков, морфологии берегов. В то же время есть основания считать, что важную информацию по этой проблеме можно получить при помощи метода стабильных изотопов.

Анализ мировой литературы с учетом наших разработок, результаты которых частично изложены выше, позволяет сформулировать несколько тезисов, аргументирующих перспективность применения изотопно-геохимических данных для реконструкции палеогидрологического режима озер.

1. В тех регионах планеты, где в составе биомассы заметную роль играют растения, осуществляющие фотосинтез по так называемому циклу Хэтча– Слэка (растения группы C₄), на изотопно-углеродных кривых отчетливо отбиваются эпизоды относительно аридного климата и низкого стояния озер (высокие значения δ^{13} С) и влажного климата с высокими уровнями озер (низкие значения δ^{13} С). Это связано с тем, что растения группы C₄, главным образом ксерофитные травы, имеют величину δ^{13} С, в среднем равную –12 ‰, а растения более широко распространенной группы C_3 , использующие так называемый цикл Кальвина – величину –27 ‰ [44, 270]. Разумеется, в тех местах, где на протяжении изучаемого отрезка геологической истории растения C_4 отсутствовали, упомянутый метод оценки динамики климатической влажности и гидрологического режима не работает.

2. Если значения δ¹⁸О озерного кальцита существенно выше величин, равновесных со среднегодовым изотопным составом кислорода атмосферных осадков (в Беларуси это примерно –12...–10,5 ‰ PDB), а диапазон вариаций в пределах конкретной залежи более 4–5 ‰, то конфигурации изотопно-кислородных кривых определяются колебаниями не температуры воздуха, а гидрологического режима. При этом наиболее информативными относительно динамики уровней и проточности озер, а также влажности климата, являются те части изотопных профилей, где наиболее сильна ковариация δ¹⁸O–δ¹³C [243].

3. Значения δ^{13} С в кальците озерных известковых отложений (если карбонатообразование происходило без участия сульфатредукции, генерации или притока метана) могут колебаться от -14...-12 ‰ (при полном изотопном равновесии с легким углеродом CO₂ почвенного происхождения в сильнопроточных озерах) до 4...5 ‰ (при изотопном равновесии с тяжелым углеродом атмосферного CO₂ в гидрологически закрытых бассейнах). Экстремально низкие величины δ^{13} С (до -27 ‰), регистрируемые на отдельных отрезках кривых, указывают на развитие сульфатредукции в придонных слоях водной массы или в осадке и, следовательно, на бескислородный режим (сезонная аноксия, сильная газовая стратификация), что возможно при резком повышении уровня озера.

4. В целом вариации δ¹³С обусловлены изменениями глубины и проточности, а также трофического статуса озер, который будет рассмотрен далее (глава 10). Однако, поскольку изменения трофического статуса индивидуальны для каждого озера, то синхронные сдвиги и пики в изотопно-углеродных кривых, обнаруженные в различных залежах в пределах региона, должны отражать изменения климатической влажности и гидрологического режима.

5. При анализе гидрологических изменений важно учитывать полученный нами вывод о том, что на значительной части позднеледниково-голоценовой истории Беларуси потепления (и, следовательно, эпизоды усиления испарения) были синхронны уменьшению эффективной влажности климата, а похолодания (ослабление испарения) – увеличению эффективной влажности. Поэтому эпизоды увеличения или уменьшения количества атмосферных осадков (или притока воды в бассейны), достаточные для того, чтобы особенно резко изменить глубину и проточность водоемов, скорее всего, могут быть выделены лишь на отдельных отрезках по наиболее сильным отклонениям изотопных величин.

6. Анализируя гидрологию озер, расположенных в области плейстоценового материкового оледенения, следует учитывать, что в некоторых случаях изменения глубины и проточности водоема не связаны напрямую с увеличением или уменьшением количества атмосферных осадков, усилением или ослаблением испарения, а могут быть вызваны такими климатически обусловленными событиями, как аградация и распад вечной мерзлоты.

Таким образом, для того чтобы оценить возможности применения метода стабильных изотопов для характеристики палеогидрологического режима озерных водоемов Беларуси, надо было ответить на несколько вопросов.

1. Играли ли растения группы C₄ на каких-либо отрезках позднеледниковоголоценовой геологической истории Беларуси заметную (видимую в изменчивости величин δ¹³C) роль?

2. Имеются ли в Беларуси озерные карбонатные залежи, характеризующиеся величинами δ^{18} О, значительно отклоняющимися в положительную сторону от -12...-10,5 ‰ и варьирующими в диапазоне более 5 ‰?

3. Можно ли выделить группы изотопно-углеродных кривых со сходными конфигурациями и коррелируемыми пиками и трендами?

4. На каких хроностратиграфических уровнях позднеледниковья–голоцена могут быть установлены наиболее значительные гидрологические события и тренды?

Возможность присутствия растений группы С₄ в ландшафте позднеледниковья-голоцена Беларуси. В целом растения группы С₄, в которых в настоящее время заключено 18 % растительной биомассы планеты, это, как правило, тропические и субтропические ксерофитные травы, хотя среди них имеются и растения умеренных и арктических широт. Во многих регионах умеренного климата (например, на Великих равнинах Северной Америки) растения С, играют (либо играли в плейстоценовое время) значительную роль в составе растительности. Однако в Европе они немногочисленны. Известно, что растения, использующие цикл Хэтча-Слэка, имеются во множестве родов семейства Роасеае, в 12 родах семейства Сурегасеае и в 33 родах семейства Chenopodiaceae. Пыльца растений, относящихся к этим семействам, обильно представлена на палинологических диаграммах, полученных на основании изучения четвертичных отложений Беларуси. Однако, поскольку палинологами редко осуществляется диагностика до рода, а тем более до вида, то и вопрос о том, играли ли растения С4 какую-либо роль в растительности Беларуси и влияли ли они на изотопный состав растворенного неорганического углерода, остается неясным.

Проверить наличие либо отсутствие растений C_4 можно, сопоставив кривые δ^{13} С и Chenopodiaceae, что сделано нами на примере позднедриасовых осадков озера Оконо. Из рис. 78 видно, что в целом эти показатели коррелируют отрицательно. Поэтому в составе семейства маревых в позднеледниковье Беларуси растений группы C_4 не было (по крайней мере в количестве, достаточном для того, чтобы влиять на δ^{13} С озерных карбонатов). Следовательно, изменения изотопно-углеродных кривых, полученных по карбонатам Беларуси, не могут интерпретироваться как обусловленные изменениями биомассы растений группы C_4 .



Рис. 78. Сопоставление значений δ¹³С (‰) в кальците с содержаниями пыльцы трав в целом, а также Chenopodiaceae (маревых) и *Artemisia* (полыни) в позднедриасовых карбонатных донных отложениях озера Оконо

Вариации величины δ^{18} О и гидрологического режима. Среди десяти исследованных озерных карбонатных залежей Беларуси наиболее тяжелый изотопный состав кислорода при его максимальной изменчивости зарегистрирован в осадках озера Нарочь, одного из наименее проточных водоемов страны с периодом водообмена 13 лет (рис. 79).

Кривая δ^{18} О Нарочи (ее главные пики и тренды) точно сопоставляется с изотопно-кислородной (палеотемпературной) надежно датированной кривой скважины GISP 2 гренландского ледника [33]. Поэтому изменения конфигурации кривой δ^{18} О профиля Нарочь обусловлены (на качественном уровне) изменениями температуры воздуха, параллельно с которыми происходили изменения глубины и проточности (понижения уровня при потеплениях и повышения при похолоданиях). Тем не менее наиболее значительные гидрологические события и тренды могут быть отражены в особенно сильных отскоках δ^{18} О от среднего значения. Самыми информативными в плане гидрологических реконструкций отрезками кривых являются те, на которых особенно тесна прямая связь $\delta^{18}O - \delta^{13}C$. Согласно хронологической модели разреза, предложенной В.П. Зерницкой и др. [33] (рис. 79), это отрезки, соответствующие временным интервалам 6750-4700 кал. л.н. (с пиками D, E, F) и 2200 кал. л.н. – настоящее время (с пиками J, K, L, M). Именно в этих интервалах наблюдается особенно сильная изменчивость δ^{18} О. Используя упомянутую хронологическую модель, можно выделить влажную часть атлантики с относительно высокими уровнями воды (6400-5250 кал. л.н.), а в ней два эпизода особенно высоких уровней и проточности (6300 и 5400 кал. л.н.). Пик климатической сухости и низкого уровня (F) в пределах атлантики датируется временем 5250-4800 кал. л.н. Один из эпизодов низкого уровня и малой проточности (J) соответствует времени 1750 кал. л.н. С этого времени вплоть до современности имеет место тренд обводнения котловины озера. В настоящее время вода в озере Нарочь стоит очень высоко.

Выделение гидрологических событий на основании корреляции изотопно-углеродных кривых. Сопоставление кривых δ^{13} С, полученных по озерным



Рис. 79. Соотношения ¹³С/¹²С и ¹⁸О/¹⁶О в кальците и спорово-пыльцевые спектры в донных осадках озера Нарочь: 1 – светло-серый озерный мел; 2 – темно-серый карбонатный сапропель; 3 – черный слабокарбонатный органический сапропель; 4 – светло-серый песок; 5 – отложения, датированные по органическому веществу; 6 – отложения, датированные по карбонатному материалу; изотопно-кислородные пики (события) обозначены латинскими буквами (см. текст); возраст датированных слоев выражен в условных радиоуглеродных годах и в скобках – в годах калиброванной шкалы



Рис. 80. Сопоставление позднедриасово-раннепребореальных отрезков изотопно-углеродных кривых, полученных по кальциту четырех карбонатных озерных залежей Беларуси (радиоуглеродные датировки выполнены по органической фракции в разрезах Сергеевское, Лозовики и по карбонатной фракции в разрезе Адров; возраст выражен в калиброванных радиоуглеродных годах)

карбонатным отложениям Беларуси, показало существование нескольких общих черт, или изотопно-углеродных событий (рис. 80–82). На переходе от позднеледниковья к голоцену (либо на самых ранних этапах голоцена) в разрезах Сергеевское, Адров, Теклиц, Лозовики (рис. 80) видны сильные квазисинхронные сдвиги от минимальных для разреза значений к максимальным или почти максимальным. Эти изменения в изотопно-углеродных кривых могут объясняться как переход от высоких уровней озер к низким. По-видимому, в наших изотопно-углеродных кривых отражено такое событие: в конце позднего дриаса или на границе позднего дриаса и пребореала уровни озер поднялись вследствие притока талых вод многолетней мерзлоты. В озере Теклиц (экстремально низкие δ¹³C в основании профиля) подъем уровня привел к развитию газовой стратификации и придонной сезонной аноксии. Дальнейший распад многолетней мерзлоты привел к устранению мерзлого водоупорного



Рис. 81. Корреляция раннеголоценовых отрезков профилей Теклиц и Оконо, основанная на совмещении изотопно-углеродных кривых (YD – поздний дриас, PB – пребореал, BO – бореал, AT – атлантика; строчные латинские буквы – изотопно-углеродные события, см. текст)



Рис. 82. Корреляция изотопно-углеродных кривых, полученных по карбонатным отложениям озер Сергеевское и Нарочь (предположительно синхронные изотопно-углеродные события обозначены латинскими буквами; события **a**, **b**, **d**, **f** индицируют относительно высокие уровни воды и повышенную проточность, а события **c**, **e** – относительно низкие уровни воды и пониженную проточность)
барьера и к резкому падению уровней озер и, следовательно, к обогащению карбонатов изотопом ¹³С.

На рис. 81 показано также несколько более поздних (по-видимому, региональных) изотопно-углеродных событий. Несмотря на значительную разницу в абсолютных значениях и диапазонах вариаций величин δ^{13} C, наблюдается очевидное подобие кривых (разрезы Теклиц и Оконо). Событие а интерпретируется как резкое обводнение в результате уже упоминавшегося эпизода активного распада многолетней мерзлоты, а событие b соотносится с последующим падением уровней водоемов. Событие с (примерно 10000–9700 кал. л.н.), по-видимому, отражает климатически обусловленный эпизод повышенных уровней озер. Негативные пики δ¹³С соответствуют повышенным содержаниям органического вещества в обеих залежах (относительно глубоководные фации с подавленным осаждением карбонатов). Изотопно-углеродное событие с совпадает с пиками NAP (пыльцы трав) в обоих разрезах (вероятно, в связи с заболачиванием окрестностей озер). Корреляционная модель, основанная на совмещении пиков и трендов δ¹³С, доказывает синхронность широких пиков Betula и начальных фаз иммиграции Ulmus, а также двух эпизодов резкого сокращения доли NAP. Экспансия Corylus началась в окрестностях озера Оконо несколько раньше, чем вблизи озера Теклиц.

На рис. 82 представлена корреляция изотопно-углеродных кривых разрезов Сергеевское и Нарочь (именно тех, в которых величины δ^{13} С оказались особенно высокими). Кривые, охватывающие период последних 8000 лет, в целом демонстрируют параллельные сглаженные тренды. Однако наиболее точное совпадение отдельных пиков прослеживается со времени примерно 3700 кал. л.н. Распознаются пик высокого уровня воды **d** (примерно 3500 кал. л.н.), пик низкого уровня воды **e** (примерно 2000 кал. л.н.), тренд повышения уровня и проточности, начинающийся 2000 кал. л.н. и продолжающийся до сегодняшнего дня.

* * *

Таким образом, характеристика гидрологической истории озерных водоемов Беларуси (выделение наиболее сильных падений и повышений степени проточности и уровня воды) методом стабильных изотопов возможна на основании анализа кривых δ^{18} O и δ^{13} C с использованием двух следующих подходов.

1. На отрезках изотопно-кислородных кривых, где значения δ¹⁸О озерного кальцита существенно выше величин –12…–10,5 ‰, диапазон вариаций более 4–5 ‰, а величины δ¹⁸О и δ¹³С связаны положительной корреляцией, наиболее значительные события распознаются по особенно резким подъемам и спадам значений δ¹⁸О.

2. Синхронные сдвиги и пики на изотопно-углеродных кривых, обнаруженные в различных залежах Беларуси, отражают изменения климатической влажности и гидрологического режима. В позднеледниково-голоценовых ландшафтах Беларуси растения группы C_4 не были распространены (по крайней мере в количестве, достаточном, чтобы влиять на δ^{13} С озерных карбонатов). Поэтому изменения конфигурации изотопно-углеродных кривых не могут интерпретироваться как обусловленные изменениями биомассы растений группы C_4 .

На основании анализа изотопных данных выделен ряд гидрологических событий:

а) квазисинхронный подъем уровней воды в конце позднего дриаса или на границе позднего дриаса и пребореала (около 11500 кал. л.н.) вследствие притока талых вод многолетней мерзлоты и последующее резкое падение уровней воды в связи с устранением мерзлого водоупорного барьера;

б) эпизод повышенных уровней озер примерно 10000-9700 кал. л.н.;

в) влажная с относительно высокими уровнями воды часть атлантического периода голоцена 6400–5250 кал. л.н., включающая два пика особенно высоких уровней и проточности 6300 и 5400 кал. л.н.;

г) пик климатической сухости и низкого уровня озер в пределах атлантического периода 5250-4800 кал. л.н.;

д) пик высоких уровней воды примерно 3500 кал. л.н.;

е) этап низких уровней воды 2000–1750 кал. л.н.;

ж) тренд повышения уровней и проточности, начинающийся примерно 1750 кал. л.н. и продолжающийся до сегодняшнего дня.

Глава 10

ИЗОТОПНАЯ ИНДИКАЦИЯ ТРОФИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЗДНЕЛЕДНИКОВО-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНЫХ ВОДОЕМОВ

Создание региональной модели фракционирования стабильных изотопов углерода и кислорода в процессах континентального пресноводного карбонатообразования предполагает выявление зависимостей величин δ^{13} С и δ^{18} О от ряда характеристик природных обстановок. Выше обсуждалась обусловленность изотопных показателей температурой воздуха и воды, эффективной климатической влажностью, гидрологическими особенностями (глубиной и проточностью) бассейнов осадконакопления. Здесь мы рассмотрим трофический статус (или биопродуктивность) водоемов как фактор формирования изотопного состава углерода и кислорода карбонатов; коснемся также газового режима водной массы и поровых растворов донного осадка.

Анализ заведомо современных образцов, в качестве которых могут выступать раковины моллюсков, позволяет установить величины δ^{13} C и δ^{18} O в карбонатах из водоемов с известным трофическим статусом. Изучение же вертикальных профилей донных осадков важно для характеристики динамики эвтрофирования. Понимание роли динамики трофического режима в формировании изотопных показателей аутигенных карбонатов позволяет разграничивать подъемы, спады, тренды на изотопных кривых, обусловленные региональными или надрегиональными климатическими факторами (температурой и влажностью), и искажения, вносимые локальным, индивидуальным для каждого озера фактором биопродуктивности. Тем самым появляется возможность уточнять результаты палеоклиматического анализа и усиливать потенциал межрегиональных стратиграфических корреляций по изотопным кривым.

В контексте изложенной проблематики мы резюмировали современные научные знания об особенностях фракционирования стабильных изотопов под влиянием изменения трофического и газового режима водоемов; выявили динамику δ^{13} С кальцита в вертикальном профиле позднеледниково-голоценовых озерных отложений и сопоставили ее с параллельной линией геохимических и минералогических свидетельств изменения трофического и газового режима; установили связь величин δ^{13} С в арагоните раковин современных водных моллюсков с трофическим режимом их местообитаний.

10.1. Традиционные методы оценки динамики эвтрофирования

Косвенным количественным показателем биопродуктивности водоема издавна принято считать содержание фосфора в воде [294]. Поэтому динамику процесса эвтрофирования можно проследить путем мониторинга его концентрации. Например, на основании многолетних измерений [64] установлено, что в мезотрофном озере Нарочь концентрация фосфора составляет от 0,015 до 0,028 мг/л (в среднем 0,021), в эвтрофном озере Мястро – от 0,021 до 0,058 (в среднем 0,040), в высокоэвтрофном озере Баторино – от 0,033 до 0,092 (в среднем 0,060 мг/л). Однако такой мониторинг в Беларуси проводится только на нескольких озерах, и ряды наблюдений значительно короче периода предполагаемого техногенно-обусловленного эвтрофирования (есть основания полагать, что его механизмы в некоторых озерах были запущены уже несколько тысяч лет назад).

Динамику трофического статуса в разрезах озерных отложений иногда оценивают по вариациям доли органического вещества (OB) [30]. Действительно, в озерах-карбонатонакопителях осадки верхней части разреза (наиболее высокая трофическая стадия), как правило, имеют относительно темный цвет, и на разных глубинных уровнях также встречаются темные слои. Однако их появление может объясняться причинами, не связанными с биопродуктивностью – смещением точки скважины в более глубоководную фацию, ослаблением осаждения карбонатов или обломочной примеси.

Оценка изменчивости биологической продуктивности (в том числе по залежам органогенных сапропелей) возможна на основании измерения скоростей накопления ОВ. Однако такая оценка должна базироваться на детальных и точных хронологических моделях разрезов и трудно выполнима.

Б. В. Курзо [64] на основании результатов исследования современных донных осадков предложил способ диагностики временны́х вариаций трофического статуса по руководящим остаткам гидробиоты – способ весьма перспективный, но трудоемкий и доступный только узким специалистам.

Динамика трофического режима, тесно связанная с динамикой аноксии гиполимниона, может быть установлена по аномальным содержаниям редоксчувствительных химических элементов (железа, марганца, серы, а также главного элемента-эвтрофикатора – фосфора) и некоторых аутигенных минералов. Основными диагенетическими минералами-индикаторами бескислородной (чаще всего сезонной) придонной обстановки являются карбонаты, фосфаты и сульфиды железа (сидерит, вивианит, гидротроилит, троилит, пирит). В зависимости от диапазона pH–Eh условий в воде и осадке названные минералы могут образовывать парагенезис, но могут находиться и в антипарагенетических взаимоотношениях. Интерпретация динамики содержания этих минералов в вертикальной колонке осадков основывается на представлениях о геохимических механизмах минералоообразования.

Со времен работ У. Эйнселя [206] и К.Х. Мортимера [288] принято считать, что при сезонной смене летних или зимних восстановительных условий в гиполимнионе на окислительные во время осеннего или весеннего перемешивания совместно с гидроксидами железа на дне накапливается фосфор (входящий в их структуру либо сорбированный на их поверхности). При следующей стагнации, когда Eh в гиполимнионе понижается, железо и фосфор переходят в наддонную воду в результате растворения гидроксидов. Полная циклическая миграция двух элементов из воды в осадок и обратно осуществляется, скорее, в модельных, чем в природных условиях. В действительности гидроксиды железа, обогащенные фосфором, погребаются под свежеосадившимся материалом, а их растворение после установления стратификации (при низких Eh в гиполимнионе) происходит уже в толще осадка. При этом высвобождение продуктов растворения из порового раствора в озерную воду происходит медленно, путем диффузии, и не успевает реализоваться полностью. В поровых водах концентрации железа и фосфора могут достигать величин, превышающих произведение растворимости вивианита, т.е. обеспечивать его образование. При избытке Fe²⁺ в растворе в щелочных условиях совместно с вивианитом может образовываться сидерит FeCO, либо минеральная фаза (Ca, Fe,)CO,.

Если величина Ећ в осадке или на границе «вода–осадок» опускается ниже некоторого предела, направленность диагенетического минералообразования изменяется: начинает развиваться сульфатредукция. При этом часть Fe²⁺ удаляется из раствора в моносульфиды железа, что приводит к растворению сначала сидерита (FeCO₃ + H₂S → FeS + H₂CO₃), а затем менее растворимого вивианита [Fe₃(PO₄)₂ 8H₂O + 3H₂S → 3FeS + 2H₃PO₄ + 8H₂O]. Последний процесс вызывает высвобождение растворенного фосфора в воду и уменьшение содержания этого элемента (и соответственно вивианита) в осадке.

Диагностика трофического палеорежима водоемов по названным аутигенным минералам встречается с определенными трудностями. Так, например, порой невозможно определить, о чем свидетельствуют слойки с вивианитом: о загрязненности воды фосфором настолько сильной (гиперэвтрофирование), что часть его при летней аноксии остается в осадке, либо об осеннем обогащении кислородом столь значительном, что фосфор аккумулируется в осадках и удаляется из воды (т.е. о падении трофического статуса).

Из сказанного вытекает потребность в поиске дополнительных методов диагностики биопродуктивности. Одним из них является метод стабильных изотопов.

10.2. Известные модели фракционирования изотопов при карбонатообразовании в процессе эвтрофирования водоемов

К настоящему времени предложены две основные (существенно различные) модели изменения изотопного состава углерода и кислорода аутигенного кальцита в связи с повышением трофического статуса водоема осадконакопления. Одна из них (модель озера Грейфен) предполагает при росте биопродуктивности повышение значений δ^{13} С и неизменность δ^{18} О, вторая (модель озера Арессо) – уменьшение обоих показателей. Обе модели предполагают при этом активизацию осаждения кальцита.

В рамках модели озера Грейфен динамика изотопного состава углерода объясняется следующим образом: фотосинтетическое удаление ¹²С из воды в растения и планктон при «цветении» озера приводит к изотопному утяжелению растворенного неорганического углерода (РНУ) воды и соответственно кальцита, осаждающегося преимущественно во время вспышек биопродуктивности [281].

Согласно модели озера Арессо [216], удаление углекислого газа из воды в планктон и макрофиты приводит к резкому повышению pH воды, сильному ее перенасыщению относительно кальцита, необычно быстрому его формированию и, как следствие, к кинетическим эффектам фракционирования изотопов углерода и кислорода, что в свою очередь определяет пониженные величины соотношений ¹³C/¹²C и ¹⁸O/¹⁶O. Более того, исчерпание значительной части CO₂ воды при усилении цветения обусловливает более слабое фракционирование изотопов углерода, что увеличивает потребление ¹³C органическим веществом и одновременно ведет к более легким значениям δ^{13} C PHУ и соответственно кальцита [325].

В озерах, где усиленное эвтрофирование (и продуцирование OB) вызывает или усиливает сезонную (чаще всего летнюю) придонную аноксию, действуют иные, кроме названных выше, механизмы облегчения и утяжеления изотопного состава углерода, охарактеризованные М. Талботом и К. Келтсом [335].

Изотопно-легкий неорганический углерод продуцируется в ходе высвобождения углекислого газа при анаэробном разложении (в основном благодаря бактериальной сульфатредукции) органического вещества в воде или осадке. При бактериальной сульфатредукции весь углерод, высвобождающийся в ходе минерализации, идет на образование бикарбоната, в котором наследуется изотопный состав углерода органического вещества, в среднем равный –27 ‰.

В некоторых нейтральных и щелочных бедных сульфатами системах развивается метаногенез (2CH₂O \rightarrow CO₂ + CH₄). Изотопное разделение между CO₂ и CH₄ дает крайне низкие величины δ^{13} C углерода в метане, достигающие -110 ‰ PDB и весьма высокие в CO₂, в результате чего осаждаются кальциты с экстремально тяжелым углеродом.

Однако метаногенез может приводить и к прямо противоположным эффектам. На границе вода–осадок, там, где имеется некоторое количество кислорода, CO₂ и метан выделяются из осадка в воду, CO₂ диссоциирует, а метан окисляется бактериями по схеме: $CH_4 + 2O_2 \rightarrow HCO_3^- + H_2O + H^+$. Бактериальное окисление метана обеспечивает обогащение остаточного метана изотопом ¹³С и облегчение (иногда очень сильное) РНУ и соответственно углерода кальцита.

Нам предстояло проверить, каким из очерченных выше моделей наиболее соответствуют вариации изотопного состава углерода и кислорода при различных трофических режимах водоемов, диагностированных независимыми методами либо прямыми наблюдениями. Для этого были применены два подхода. Один из них состоял в анализе конфигураций кривых δ^{13} C, δ^{18} O, OB, MnO, Fe₂O₃, P₂O₅, SO₃, полученных по карбонатным отложениям, накопившимся в озере Сергеевском на длительном отрезке времени от раннего дриаса почти до современности. Второй подход заключался в анализе изотопного состава арагонита раковин современных моллюсков, отобранных из ряда белорусских водоемов с различными трофическими и гидрологическими режимами.

10.3. Индикация изменений трофического статуса и газового режима озера Сергеевского

Выбор отложений озера Сергеевского (его местоположение см. в главе 5) в качестве объекта исследования обусловлен тем, что в толще осадков были обнаружены слойки вивианита, а также участки повышенных содержаний редокс-чувствительных минералов, что дало независимую линию свидетельств изменения газового и связанного с ним трофического режима. Детальное описание колонки отложений, хронологическая модель, основанная на шести радиоуглеродных определениях, особенностях конфигурации изотопно-кислородной кривой и спорово-пыльцевом зонировании, приведены в статье H. A. Махнача и др. [91].

На основании результатов химического и минералогического исследования в разрезе карбонатных отложений озера Сергеевского, накопившихся в течение примерно 15 тыс. лет, выделено 7 геохимических событий, которые можно связывать с изменениями трофического и/или газового режима водоема (рис. 83): слойки с визуально различимой по вкраплениям ярко-зеленого цвета вивианитовой минерализацией (события 1, 5, 7) и пики повышенной концентрации (или резкие сдвиги в содержании) марганца, железа, фосфора, серы (события 2, 3, 4, 6). Сопоставление названных событий с особенностями конфигурации кривых δ^{13} С и δ^{18} О позволило выявить реакцию изотопной системы на изменения внутриозерной обстановки, регистрируемые химическим и минералогическим методами.

Событие 1 (богатый вивианитом слоек, пик OB, небольшие пики MnO, Fe_2O_3 , P_2O_5 и сильный пик SO₃) хронологически относится к началу межстадиального аллередского потепления, которое маркируется резким увеличением $\delta^{18}O$ и теоретически должно было вызвать повышение биопродуктивности водоема. Событие совпадает с положительным пиком $\delta^{13}C$. Отрезок, соответствующий сильному более чем 1000-летнему стадиальному похолоданию позднего дриаса (глубины 350–410 см), характеризуется подавленным карбонатонакоплением и относительно низкими значениями $\delta^{13}C$.

Событие 2, произошедшее в первой трети пребореала и выраженное в четырехкратном повышении содержания марганца на фоне слабого пика железа, соответствует кальциту с изотопно-тяжелым углеродом.

δ ¹⁸ O,‰ (PDB)	δ ¹³ C,‰ (PDB) -2-1 0 1 2 3 4 5	Органическое вещество 20 40 60 80	MnO 00,1.0,2.0,	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃ 0 1 2 3 4 5 6
80 6 5 120 5 240 4 240 3 320 2 320 3 320 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	MANNIMAN	Mana	And Man	Jacob Contraction		
400 440 480 520			w w	5		

Рис. 83. Содержание органического вещества (в массовых процентах от сухого остатка), марганца, железа, фосфора, серы (в массовых процентах от зольной части) и соотношения стабильных изотопов кислорода и углерода в кальците карбонатных донных отложений озера Сергеевского (геохимические события обозначены цифрами 1–7; слойки с визуально различимой вивианитовой минерализацией выделены темной заливкой)

Внешней причиной повышения продуктивности, вызванной эмиссией элементов-эвтрофикаторов из бескислородных донных осадков, могло быть потепление и увеличение растительной биомассы на водосборе в начале голоцена. Во время события 2 придонная аноксия, регистрируемая только по марганцу и железу, была слабее, чем во время события 1.

Событие 3 (узкие сильные пики OB, железомарганцевая минерализация, едва заметные пики фосфора и серы), как и два предшествующих, находится на участке высоких значений δ^{13} С.

Событие 4 соответствует сильному узкому пику OB (повышение в 2,8 раза), незначительному пику фосфора и сильному пику серы (повышение в 7,3 раза). Непропорциональный рост содержания серы по сравнению с ростом содержания OB свидетельствует о минеральной принадлежности серы и активной сульфатредукции в осадке или придонной воде. Этот процесс вызвал поступление в эпилимнион изотопно-легкого PHУ, что привело к понижению величины δ^{13} С кальцита. Поскольку зарегистрированная проявлениями сульфатредукции значительная сезонная придонная аноксия должна была вызвать выброс фосфора из донных отложений в воду, названный отрицательный зубец на углеродной кривой должен соответствовать повышенному трофическому статусу.

Событие 5 (слоек, обогащенный вивианитом) отражает некоторое снижение трофности и дефицита кислорода (по-видимому, по какой-то внешней причине) при уровне придонной аноксии, хотя и обеспечивающем накопление и сохранение вивианита, но уже недостаточном для развития сульфатредукции. С этим связано увеличение значения δ^{13} С. Таким образом, на этом стратиграфическом уровне снижение трофического статуса документируется утяжелением изотопного состава углерода.

Событие 6 соответствует началу резкого неуклонного роста содержания ОВ и всех химических элементов с переменной валентностью. Начало этого

чрезвычайно резкого эвтрофирования совпадает с сильным отрицательным пиком δ^{13} С.

Событие 7 зарегистрировано как эпизод максимального захоронения вивианита в осадке (содержание фосфора выросло в 6–10 раз при едва заметном росте содержания OB), а величина δ^{13} С достигла почти минимальных для рассматриваемой кривой значений.

В приповерхностной части толщи, в которой аутигенный кальцит отсутствует, наблюдается повышение содержания SO₃ от 2 до 5,5 %, что, несомненно, указывает на активизацию сульфатредукции. При этом вивианит, неустойчивый в столь восстановительной обстановке, перестал накапливаться (резкое падение содержания P_2O_5), и растворенный фосфор стал концентрироваться в воде, вызывая гиперэвтрофирование.

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы. В осадках, накопившихся ниже глубины 240 см (ранее начала атлантического периода), динамика δ^{13} С в связи с изменениями трофности следовала модели озера Грейфен (б¹³С прямо связана с биопродуктивностью). В более молодых осадках взаимосвязь трофического статуса и δ¹³С приобрела обратный знак (чем выше трофический статус и сильнее газовая стратификация, тем легче изотопный состав углерода в кальците). Такая взаимосвязь похожа на результат изотопного фракционирования по модели озера Арресо. Однако есть основания полагать, что механизм снижения δ^{13} С при повышении трофического статуса озера Сергеевского иной, чем предполагает упомянутая модель. Облегчение изотопного состава углерода кальцита вряд ли могло происходить из-за кинетического эффекта при резком ускорении кальцитообразования, поскольку в озере Сергеевском (как и во многих других белорусских озерах-карбонатонакопителях) при эвтрофировании последних веков кальцитообразование замедляется или прекращается из-за невозможности фотосинтеза макрофитов на относительно больших глубинах при снижении прозрачности воды. Изотопное облегчение углерода в озере Сергеевском можно связывать частично с сульфатредукций в донном осадке (в пик летнего цветения и при зимних заморах) и частично с активным продуцированием изотопно-легкого СО, в результате минерализации обильного привнесенного и внутриозерного ОВ весной и осенью. Такой углерод даже в сравнительно застойных озерах замещает изотопно-тяжелый атмосферный углерод в составе РНУ.

Данные по отложениям озера Сергеевского приводят к предположению о том, что тип фракционирования изотопов углерода зависит от того, в пределах каких трофических стадий происходит повышение биопродуктивности. По-видимому, в молодых озерах при смене олиготрофной стадии на мезотрофную или в рамках мезотрофной стадии изотопы фракционируют в соответствии с моделью озера Грейфен (утяжеление изотопного состава углерода при росте биопродуктивности). В эвтрофных же озерах при повышении трофического статуса и при так называемом гиперэвтрофировании происходит облегчение изотопного состава углерода.

10.4. Индикация трофического статуса водоемов на основании исследования раковин современных моллюсков

Арагонитовые раковины были избраны в качестве объектов исследования по нескольким причинам. Они сформировались в обстановках с известными (наблюдаемыми), а не реконструированными при помощи косвенных методов характеристиками обстановок. В отличие от кальцита, раковины или их фрагменты присутствуют не только в карбонатных озерных отложениях, но также в органических сапропелях и терригенных осадках. Поэтому установление специфики фракционирования изотопов в них позволяет значительно расширить круг возможных объектов исследования в целях реконструкции палеообстановок.

Раковины моллюсков отбирались в пятнадцати пунктах (озерах и речных затонах). Среди них: озера Волосо, Дрисвяты, Муйсята, Малое, Круглое, Волотовское, У-образное, Дедно, Гребной канал, Старик Ветка, Володькино, речные затоны у деревень Морино и Ченки, а также Цнянское и Заславское водо-хранилища. Характеристики этих пунктов даны выше (глава 5).

Перед тем как приступить к описанию и интерпретации полученных результатов, следует остановиться на механизме образования раковин и источниках химических элементов в них. Современные представления по этому вопросу вкратце сводятся к следующему [245].

Карбонат раковины образуется в особом органе, выстилающем ее внутреннюю поверхность и называемом мантией. Осаждение карбоната и образование его кристаллов происходит в тонкой изолированной от окружения внешним эпителием зоне флюида, локализованного между мантией и уже существующей раковиной. Кальций и другие ионы поставляются к внешней поверхности тела с током воды через жабры или в некоторых случаях, как у прудовика большого (*Lymnaea stagnalis*), из пищеварительного тракта. Карбонат происходит из резервуара «CO₂–бикарбонат» мантии, который в свою очередь формируется из растворенного в воде или метаболического углерода. Эксперименты показывают, что водные улитки, выращенные в обстановках разного изотопного состава PHУ и потребляемой пищи, близко соответствуют по величине δ^{13} С PHУ, а не пищи. Большинство исследователей заключают, что в раковине углерод метаболического углерода меньше в раковинах полностью водных жаберных моллюсков, чем водных легочных моллюсков.

Результаты измерения величин δ^{13} С и δ^{18} О в арагоните раковин четырех видов моллюсков представлены в графическом виде на рис. 84–87. Примечательной особенностью графиков является то, что значения, соответствующие образцам из конкретных озер и водохранилищ, разбиваются на отдельные, практически не перекрывающиеся поля. Значения, полученные по раковинам моллюсков из текучих вод, локализуются в отдельном поле. Это свидетельствует о том, что в изотопном составе отчетливо регистрируются какие-то различия внутриозерных обстановок.



Рис. 84. Изотопный состав углерода и кислорода раковин живородки болотной и лужанки живородящей из водоемов Беларуси



Рис. 85. Изотопный состав углерода и кислорода раковин роговой катушки из водоемов Беларуси



Рис. 86. Изотопный состав углерода и кислорода раковин прудовика большого из водоемов Беларуси



Рис. 87. Изотопный состав углерода и кислорода раковин речной дрейссены из водоемов Беларуси

На рис. 84 представлены данные по изотопному составу раковин брюхоногих полностью водных жаберных моллюсков *Viviparus viviparus* (лужанка живородящая) и *Viviparus contectus* (живородка болотная).

В левом нижнем углу диаграммы (легкий углерод и легкий кислород) группируются точки, соответствующие изотопному составу раковин моллюсков, обитающих в текучих водах или проточных водоемах, которые в свою очередь характеризуются наибольшими концентрациями элементов-эвтрофикаторов (фосфора, азота, углерода), поставляемых из почв водосборов. В верхнем правом углу (высокие δ^{13} С и δ^{18} О) располагается поле, соответствующее образцам из замкнутого непроточного и наиболее низкотрофного озера Волосо. В целом на графике отмечается прямая корреляция изотопных величин. Такой характер распределения точек можно связывать с гидрологическим контролем изотопного состава. Известно, что чем меньше проточность озера и медленнее водообмен, тем больше изотопно-тяжелого атмосферного углерода попадает в резервуар РНУ, а чем быстрее водообмен, тем большую роль в составе РНУ играет изотопно-легкий почвенный углерод. Параллельно с этим в гидрологически закрытых застойных водоемах (в отличие от проточных) значительная часть воды испаряется, приводя к утяжелению изотопного состава кислорода. В то же время особенности графика можно объяснять и связью с трофностью водоемов. В верхнем правом углу локализованы точки изотопного состава образцов из одного из самых низкотрофных озер Беларуси Волосо. Точки для образцов из мезотрофного озера Дрисвяты и эвтрофного – Муйсята располагаются последовательно левее и ниже, а точки для образцов из высокотрофных текучих вод или проточных озер локализованы в левом нижнем углу диаграммы.

В целом отличить вклад фактора трофности от гидрологического фактора нелегко, так как обычно (но не всегда), чем выше проточность озера, тем выше его трофность (с притоком извне поступает большое количество растворенных питательных веществ и взвешенного органического детрита). Текучие воды содержат весьма значительные концентрации элементов-эвтрофикаторов и являются высокотрофными.

Вместе с тем на графике имеется одна особенность, которая не вписывается в модель гидрологического контроля, но более соответствует объяснению трофической обусловленностью. Раковины из абсолютно замкнутого, очень маленького по размеру карьерного озера Малое, величины δ^{18} О которых указывают на максимальное испарительное обогащение воды тяжелым изотопом кислорода, имеют примерно средние значения δ^{13} С в диапазоне значений всей выборки, а не самые высокие.

На рис. 85 показаны результаты изотопных определений в раковинах брюхоного легочного моллюска роговой катушки (*Planorbarius corneus*). Здесь поля точек изотопного состава углерода и кислорода образцов из озер Волосо, Дрисвяты, Малое демонстрируют антиковариацию, что не укладывается в рамки модели гидрологической обусловленности изотопного состава. Аналогичная антиковариация имеется и для полей изотопного состава раковин прудовика большого (*Lymnaea stagnalis*) из озер Волосо и Дрисвяты, а также в поле, объединяющем образцы из озер У-образное, Волотовское, Заславльского водохранилища, затона реки Сож близ д. Ченки (рис. 86).

На рис. 87 показаны значения δ^{13} С и δ^{18} О раковин двустворчатого жаберного моллюска речной дрейссены (*Dreissena polymorpha*) из трех пунктов опробования. Отличительной особенностью данных по раковинам этого вида является весьма компактная группировка точек для образцов из разных водоемов, что, по-видимому, связано с неподвижным образом жизни этого прикрепленного моллюска. Образцы из озер Волосо и Дрисвяты характеризуются одинаковым изотопным составом кислорода, что указывает на одинаковую степень испарительного изотопного утяжеления кислорода воды и, следовательно, близкие гидрологические условия. При этом раковины двух озер, очевидно, различаются по изотопному составу углерода – чем выше трофический статус, тем ниже δ^{13} С.

Для того чтобы показать главенство фактора трофности над гидрологическим, мы построили рис. 88. На нем образцам из каждого водоема приписаны средние величины δ^{18} O и δ^{13} C. В том случае, если в одном и том же водоеме изучалось несколько видов раковин, мы сначала рассчитывали средние значения для каждого вида и по ним выводили средние значения для группы видов.



Рис. 88. Средние величины δ¹⁸О и δ¹³С раковин современных моллюсков из водоемов Беларуси

Озера расположены в порядке возрастания величины δ^{18} О, т.е. выстроены в предположительный ряд все увеличивающейся застойности водоемов. В левую часть легли проточные системы Старик, Ветка, Гребной канал, Дедно, Володькино, Морино, правее расположились водохранилища, еще правее – слабопроточные и замкнутые водоемы. Единственным исключением явилось попадание образцов из сожского речного затона у д. Ченки в окружение слабопроточных водоемов.

Если бы величина δ¹³С контролировалась только гидрологическим режимом, то на графике наблюдалась бы тесная ковариация двух изотопных показателей. В действительности же прямая корреляция оказывается весьма размытой. При рассмотрении локализации точек на оси δ^{13} С видно, что в определенные диапазоны попадают водоемы, которым можно приписать определенный (все возрастающий по мере падения величины δ¹³С) трофический статус. Такая, основанная на изотопном составе арагонита, градация находится в соответствии с наблюдаемой прозрачностью воды и независимыми оценками трофического статуса водоемов. В полосу величин δ¹³C > -4 ‰ попадает мезотрофное с ярко выраженными признаками олиготрофии озеро Волосо. Диапазон значений $-4 > \delta^{13}C > -6$ на нашем графике оказывается пустым (по-видимому, он «предназначен» для типично мезотрофных озер). В поле $-6 > \delta^{13}C > -8$ попадают слабоэвтрофные водоемы Дрисвяты и Цнянское водохранилище. Не исключено, что относительно низкая трофность последнего связана помимо его молодости (33 года на момент изучения) и с распространением колоний дрейссены – весьма активного фильтратора воды. В интервал значений $-8 > \delta^{13}$ C > -10 ложатся типично эвтрофные озера Муйсята и Малое. Диапазоном $-10 > \delta^{13}C > -12$ характеризуются раковины высокоэвтрофных озер У-образное, Круглое, Волотовское, Заславское водохранилище (некоторые заливы последнего, в частности близ д. Ратомка, отличаются весьма мутной водой), а также затон Сожа у д. Ченки. В полосе значений δ¹³С < −12 ‰ локализованы проточные системы (активные переносчики питательных веществ) Гребной канал, Дедно, Володькино, Морино.

Таким образом, чем выше трофический статус, тем ниже величина δ^{13} С. Приступая к объяснению механизма, определяющего эту зависимость, следует отметить, что в изотопном составе арагонитовых раковин записывается несколько иная информация о трофности озер, чем в составе аутигенного кальцита. Последний осаждается в короткий сезон максимального развития фитопланктона и активного фотосинтеза в условиях изотопно-утяжеленного РНУ (в результате избирательного поглощения организмами изотопа ¹²С). Поэтому величина δ^{13} С отражает изотопные особенности РНУ на пике цветения, т.е. трофность во время сезонных вспышек биопродуктивности. В противоположность этому, образование внешнего скелета раковин не привязано к вспышкам продуктивности, а продолжается в течение почти всего года (иногда с сильным зимним замедлением). Поэтому величины δ^{13} С раковин отражают изотопное состояние РНУ и количество питательных веществ в водоеме, как бы «размазанные» по большей части года. В изотопном составе углерода раковин регистрируется, скорее, не скорость роста и размножения водорослей и планктона, а количество питательных веществ на протяжении года.

Из изложенного следует, что модель озера Грейфен вряд ли применима к арагонитовым раковинам. В этом случае для объяснения вариаций δ^{13} С в связи с изменениями трофности надо искать иные, нежели полагаются данной моделью, механизмы фракционирования изотопов. Наиболее простым представляется следующий механизм. Большое количество ОВ во взвеси и осадке высокоэвтрофных озер в результате его окисления в богатых кислородом растворах в пределах мелководных местообитаний моллюсков дает (не только летом, но также весной и осенью) мощный поток CO₂ с изотопно-легким органогенным углеродом, который фиксируется в PHУ и затем в раковинах.

Завершая обсуждение индикаторного значения изотопных отношений в раковинах моллюсков, хотелось бы, вернувшись к рис. 84–87, отметить, что данные по жаберным (полностью водным) видам (Viviparus viviparus, Viviparus contectus, Dreissena polymorpha) выстраиваются в значительно более стройную и легкую для интерпретации картину с особенно четким разделением полей для образцов из различных водоемов, чем данные по легочным моллюскам (Planorbarius corneus, Lymnaea stagnalis).

* * *

Результаты описанных выше исследований соотношений ¹⁸O/¹⁶O и ¹³C/¹²C в аутигенном кальците пятиметрового разреза карбонатных отложений озера Сергеевского и в арагоните раковин из пятнадцати водоемов Беларуси обобщены в табл. 53 и сводятся к следующему.

1. В молодых озерах при смене олиготрофной стадии на мезотрофную или в рамках мезотрофной стадии изотопы фракционируют в соответствии с моделью озера Грейфен (утяжеление изотопного состава углерода при росте биопродуктивности). В эвтрофных же озерах при повышении трофического статуса и при так называемом гиперэвтрофировании происходит облегчение изотопного состава углерода.

2. Изотопное облегчение углерода в озерном кальците при повышении трофического статуса можно связывать частично с сульфатредукцией в донном осадке (в пик летнего цветения и при зимних заморах) и частично с активным продуцированием изотопно-легкого CO₂ в результате минерализации обильного привнесенного и внутриозерного OB весной и осенью. Такой углерод даже в сравнительно застойных озерах замещает изотопно-тяжелый атмосферный углерод в составе PHУ.

3. Чем выше трофический статус водоема, тем ниже величина δ^{13} С в арагоните раковин молюсков: в полосу величин δ^{13} С > -4 ‰ попадают мезотрофные озера с ярко выраженными признаками олиготрофии; в диапазон $-4 > \delta^{13}$ С > -6 – мезотрофные; в поле значений $-6 > \delta^{13}$ С >-8 – слабоэвтрофные; в интервал $-8 > \delta^{13}$ С > -10 – эвтрофные; в диапазон $-10 > \delta^{13}$ С > -12 – высокоэвтрофные; в полосе значений < -12‰ локализованы проточные системы (активные переносчики питательных веществ).

Анализируемый материал	Индицируемая особенность	Индикационный изотопный признак	Геохимические и минералогические признаки обусловленности изменения трофического статуса развитием сезонной придонной аноксии	Границы применимости индикационного признака
Кальцит	Повышение трофического стагуса	Тренд повышения 813С	Γ	Изменения трофности в молодых озерах в пределах олиготрофной и мезотрофной стадий (механизм действовал преимуще- ственно в позднеледниковье и раннем голоцене)
	То же	Тренд повышения 813С	Вивианитовая минерализация, пики Mn, Fe, P	Изменения трофности в пределах мезотроф- ной и слабоэвтрофной стадий (механизм действовал преимущественно в аллереде, раннем голоцене, реже в атлантическом периоде)
		Тренд понижения δ ¹³ С	Вивианитовая и сульфидная минерализация, пики Mn, Fe,P, S	Изменения трофности в пределах эвтроф- ной и гиперэвтрофной стадий (механизм действовал преимущественно в среднем и позднем голоцене)
Арагонит раковин		Тренд понижения δ ¹³ С	I	Изменения трофности в пределах всех стадий
	Мезотрофный статус с ярко выраженными признаками олиготрофии	$\delta^{13}C > -4\%$	I	В молодых озерах позднеледниковья и на- чала голоцена величины δ ¹³ С, вероятно, контролировались в значительно большей мере проточностью, чем трофическим ста- тусом (молодые озера могли сохранять низкое трофическое состояние, несмотря на высокую проточность)
	Мезотрофный статус	$\begin{array}{c} -4 \ \%_{0} > \delta^{13}C > \\ -6 \ \%_{0} \end{array}$	Ι	То же

Таблица 53. Изотопные индикаторы трофического статуса водоемов Беларуси и его временной динамики

I	I	I	I
1	I	I	Ι
$-6 \%_{00} > \delta^{13}C > -8 \%_{00}$	$\begin{array}{c} -8 \ \%_0 > \delta^{13}C > \\ -10\%_0 \end{array}$	$-10 \ \%_{00} > \delta^{13}C > -12 \ \%_{00}$	δ ¹³ C <-12 ‰
Слабоэвтрофный статус	Эвтрофный статус	Высокоэвтрофный статус	Гиперэвтрофный статус и сильнопроточные воды
Арагонит раковин			

Примечание и в ние. В числе индицируемых особенностей динамики трофического статуса не упоминается его понижение, так как в этом случае изотопный тренд действует в сторону, обратную той, которая присуща повышению трофического состояния; прочерк – отсутствие информации. 4. Величины δ^{13} С раковин отражают изотопное состояние РНУ и количество питательных веществ в водоеме, как бы «размазанные» по большей части года, будучи (в отличие от аутигенного кальцита) слабо подверженными влиянию изотопного утяжеления РНУ при кратковременных вспышках биопродуктивности. В изотопном составе углерода раковин регистрируется скорее не скорость роста и размножения водорослей и планктона, а количество питательных веществ на протяжении года.

5. Механизм возникновения отрицательной связи « δ^{13} С – трофический статус» состоит в том, что обильное OB во взвеси и осадке высокоэвтрофных озер в результате его окисления в богатых кислородом растворах мелководных местообитаний моллюсков дает (не только летом, но также весной и осенью) мощный поток CO₂ с изотопно-легким органогенным углеродом, который фиксируется в PHУ и затем в раковинах

6. Изотопные данные по раковинам жаберных (полностью водных) моллюсков выстраиваются в значительно более стройную и легкую для интерпретации картину с особенно четким разделением полей для образцов из различных водоемов, чем данные по легочным моллюскам.

Глава 11

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИНФОРМАТИВНОСТИ ИЗОТОПНЫХ И ДРУГИХ ИНДИКАТОРОВ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ОБСТАНОВОК В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ–ГОЛОЦЕНЕ

История реконструкции природных обстановок плейстоценовых межледниковий, позднеледниковья и голоцена Беларуси на основании изучения озерных и болотных отложений имеет более чем полувековую историю. По-видимому, наиболее значительный блок выводов о динамике природной среды получен палинологическим (спорово-пыльцевым) методом. Было установлено, что в разрезах в определенном порядке сменяются специфические пыльцевые зоны, что позволило даже без детального датирования коррелировать разрезы в пределах региона. Тем не менее границы палинозон часто оказываются нечеткими и размытыми во времени, что связано с местными, а не региональными факторами развития растительности. Более того, иногда некоторые региональные палинозоны разными исследователями приписываются различным стратиграфическим уровням. Например, сильный региональный пик ели в низах позднеледниково-голоценовых разрезов, согласно мнению Я.К. Еловичевой [28], соответствует аллередскому интерстадиалу, а по суждению В. П. Зерницкой и др. [129] – позднедриасовому стадиалу. В основном именно палинологическим методом получены традиционные представления о климатических характеристиках отдельных отрезков позднеледниковья-голоцена (влажный теплый аллеред, сухой холодный поздний дриас, теплый и особенно влажный атлантический период, похолодание и иссушение климата при переходе к суббореалу и др.). Такие выводы основаны на учете климатических предпочтений определенных таксонов растительности (ель распространяется на холодных и влажных фазах; чем больше широколиственных пород, тем климат теплее и влажнее; чем больше ольхи, тем выше гумидность климата). Однако климатическая информативность растительных видов может быть спорной. Например, сегодня береза доминирует и в холодной влажной лесотундре, и в теплой и сухой лесостепи. Ольха может захватывать заболоченную освободившуюся от воды литораль при отступлении озера в сухую климатическую фазу либо оккупировать заболоченные пространства во влажную климатическую фазу.

С развитием хемостратиграфического направления в лимнологии [30 и др.] стало ясно, что в истории накопления озерных толщ случались различные литологические и геохимические события (смены типов осадконакопления; образование слоев, особенно обогащенных ОВ, обломочным материалом, вивианитом, сульфидами железа). Такие события не всегда можно определенно связать с характеристиками природных палеообстановок. Например, прослой OB может означать переход к более глубоководной фации во влажном климатическом эпизоде, результат размыва почв водосбора в сухую фазу с разреженной растительностью, увеличенную биологическую продуктивность озера при повышенном трофическом статусе. Слои с вивианитом могут отражать сильную «внутреннюю» контаминацию озерной воды железом и фосфором из-за придонной аноксии при углублении бассейна во влажную фазу, либо, наоборот, процесс активного удаления этих элементов из водной массы с захоронением в осадке на этапе низкого уровня озера. Увеличенное содержание обломочной фракции может указывать на относительно низкий уровень озера (мелководные фации) или активную эрозию на водосборе (холодные или сухие климатические фазы с разреженным растительным покровом).

Результаты исследования стабильных изотопов углерода и кислорода в кальците озерных и источниковых отложений Беларуси [89 и др.] показали, что далеко не всегда понятно, чему соответствует, например, тяжелый состав кислорода (теплой или сухой климатической фазе) либо тяжелый состав углерода (изменению трофического статуса или замедлению водообмена из-за обмеления и ослабления проточности).

Из сказанного вытекает актуальность тестирования взаимосвязей между палеоботаническими, литохимическими (SiO₂, CaO, OB), изотопными (δ^{13} C и δ^{18} O) событиями в позднеледниковье и голоцене Беларуси.

Мы сравнили изотопные, палинологические и литохимические особенности отложений, накопившихся во время известных надрегиональных палеогеографических событий позднеледниково-голоценовой истории; выделили индикаторные признаки событий и проверили синхронность—асинхронность их рубежей, распознаваемых различными методами; оценили потенциал индикации температуры и влажности по некоторым пыльцевым таксонам и литохимическим особенностям путем их сопоставления с изотопными характеристиками; сопоставили корреляционные модели разрезов, созданные на основании изотопных реперов, с одной стороны, и палинологических – с другой; резюмировали возможности индикации палеогеографических событий и обстановок путем применения комбинации методов.

11.1. Отражение надрегиональных событий в изотопных, литохимических и палинологических «архивах» информации

11.1.1. Позднедриасовый стадиал и его «окрестности»

Полные разрезы позднедриасового стадиала изучены палинологическим, литохимическим и изотопным методами в двух белорусских карбонатных залежах из озер Сергеевское и Оконо (рис. 89). Причем в разрезе отложений озера Сергеевское опробование на отрезках позднего дриаса и примыкающих отрезках аллереда снизу и голоцена сверху было выполнено особенно детально – с разрешением в 1 см.



Рис. 89. Кривые δ¹⁸О и δ¹³С кальцита, содержание SiO₂ в зольном остатке и избранные палинологические характеристики в позднеледниковых и раннеголоценовых частях карбонатных отложений озер Сергеевское (*a*) и Оконо (*б*) (серым цветом показаны отрезки позднего дриаса, крапом – отрезки, соответствующие предположительному эпизоду активной деградации вечной мерзлоты)

В обоих разрезах над аллередским участком прослеживается широкий четко ограниченный фрагмент низких значений δ^{18} О. Именно он сопоставляется с поздним дриасом (12800–11600 кал. л.н. по хронологии GISP 2 или ~ 12700– 11500 кал. л.н. по хронологии более ранней гренландской скважины GRIP) [296]. Конфигурация изотопных кривых названных белорусских профилей подобна очертаниям кривых по гренландскому леднику и европейским толщам карбонатных озерных отложений: Амммерзее, Лейсин, Хоус Уотерс, Гостенж [161]. Во всех этих разрезах регистрируется тренд слабого повышения δ^{18} О в направлении верха залежей (потепления), а также два пика относительно пониженных величин (похолоданий), разделенных положительным зубцом δ^{18} О, индицирующим более теплые климатические условия и особенно сильно выраженным в кривой разреза Оконо.

Этап имеет четкие границы, видимые не только по динамике величины δ^{18} О, но и по содержанию SiO₂, пыльцы *Picea* и травянистых растений. Также в разрезе Сергеевское позднему дриасу соответствует чрезвычайно сильный четко ограниченный пик водорослей *Pediastrum integrum* (индикатора холодной воды и олиготрофной стадии озера).

Начало позднего дриаса, выделяемое по сдвигу δ^{18} O, синхронно с его началом, видимым по пику *Picea* в обоих разрезах, пику SiO₂ в Сергеевском, пику трав в Оконо.

Однако вопрос о верхней границе позднего дриаса осложняется некоторыми обстоятельствами. Если бы мы располагали только изотопно-кислородными

кривыми, то верхнюю границу обсуждаемого стадиала в Сергеевском следовало бы провести на уровне 345 см, а в Оконо – 235 см. В то же время пыльцевые и литохимические данные свидетельствуют о том, что резкая смена климатической обстановки произошла несколько раньше – на уровне 360 см в Сергеевском и 260 см в Оконо.

Несмотря на то что атмосферной воде (изотопно-утяжеленной по кислороду) новой (голоценовой) климатической обстановки требовалось некоторое время на «добегание» в подземном горизонте до разгрузки в озеро, реакция растительности, которой также было необходимо время для перестройки, вряд ли могла запаздывать за реакцией изотопной системы. Поэтому верхний пик пониженных значений б¹⁸О в пределах широких зубцов резко отрицательных значений следует объяснять иными причинами. Возможно два варианта трактовки этого пика. Согласно первой из них, в белорусских разрезах удалось зафиксировать широко известную так называемую пребореальную осцилляцию (11400–11300 кал. л.н. в GISP 2), видимую во многих европейских разрезах и гренландских скважинах как отрицательный пик, значительно меньший по масштабу, чем пик позднего дриаса. Однако мы склонны к иной интерпретации пика. Скорее всего в изотопно-кислородных кривых зафиксирован эпизод активного таяния многолетней мерзлоты в начале голоцена, в результате которого в бассейн карбонатообразования в течение короткого времени поступали талые воды пермафроста, несущие реликтовый «холодный» изотопный сигнал. По-видимому, в изотопно-кислородных кривых, полученных по карбонатным залежам из регионов относительно холодного по сравнению с Западной Европой климата, верхняя граница четко очерченного широкого отрицательного зубца в позднеледниковой части может проходить несколько выше уровня верхней климатической границы позднего дриаса. Причем, поскольку скорость и длительность активного распада вечной мерзлоты могла определяться локальными факторами, предполагаемый сдвиг границы мог быть в разных местах различным. На примере позднеледниковых частей разрезов Сергеевское и Оконо видно, что в изотопно-кислородной кривой фиксируется палеогеографическая информация, не отраженная в палинологической и литохимической «записях».

11.1.2. Холодное событие 8200 календарных лет назад

Признаки сильного кратковременного похолодания отчетливо регистрируются в белорусских изотопно-кислородных кривых в виде узких отрицательных пиков, минимальных или почти минимальных для индивидуальных разрезов значений δ^{18} О в конце бореальных частей разрезов (рис. 90). На основании корреляции значительных фрагментов изотопно-кислородных кривых с профилем δ^{18} О гренландской скважины GISP 2 эти пики уверенно локализуются на хронологическом уровне 8300–8100 кал. л. н. и сопоставляются с холодным событием 8200 кал. л. н. (вызванным выбросом воды из приледнико-

Мощеное



Рис. 90. Кривые δ¹⁸O и δ¹³C кальцита и избранные литохимические и палинологические характеристики в ранне-среднеголоценовых частях карбонатных отложений палеоозера Мощеное (*a*), озер Сергеевское (*б*) и Оконо (*в*) (серым цветом закрашены отрезки разрезов, соответствующие холодному событию 8200 кал. л.н. позднего дриаса)

вого озера Оджибве в Атлантический океан) и, следовательно, с хронологическим репером 8200 кал. л.н.

В белорусских разрезах на фоне изотопно-кислородного пика зарегистрированы литохимические и палинологические события, которые можно объяснять единой причиной – кратковременным климатическим «сбоем». Пики пониженных значений δ^{18} О и δ^{13} С соответствуют пику OB, спаду содержания СаО в неорганической части осадка, пику *Betula* и спаду *Ulmus* вскоре после начала его заметной экспансии и перед этапом его более значительного рас-

а

пространения – в Мощеном; пику SiO₂, *Picea*, трав, спадам *Corylus*, *Ulmus* – в Сергеевском; тренду резкого падения содержания *Ulmus* – в Оконо. В Сергеевском пики содержания SiO₂ и трав по какой-то причине начинаются несколько ранее изотопного события, указывая на то, что кульминации кратковременно-го сильного похолодания предшествовала некоторая климатическая нестабильность.

Таким образом, определенные литохимические особенности осадка и специфические палинологические спектры могут выступать индикатором хронологического репера 8200 кал. л.н. и соответствующего холодного события в разрезах, не обследованных изотопными методами.

В разрезах Мощеное и Оконо на уровне изотопного события отмечены повышенные содержания ОВ, что предполагает сравнительно большую эффективную влажность (не обязательно на фоне увеличения количества атмосферных осадков).

В разрезе Хольцмаар (Германия) в диапазоне времени 8250–7900 кал. л.н. встречены варвы повышенной мощности, что также интерпретируется как свидетельство сравнительно гумидного климата [172].

11.1.3. Климатический оптимум голоцена

После завершения холодного события 8200 кал. л.н. происходит быстрый переход к климатическому оптимуму, или атлантическому периоду, который в Беларуси был временем особенно благоприятных условий для произрастания Q. mixtum (вяза, липы, дуба и орешника) и продолжался вплоть до заметной экспансии ели и резкого уменьшения роли вяза и липы в растительности [28, 129]. По традиционному мнению, это время сочетания наиболее высоких температур и максимального количества атмосферных осадков [28].

Однако в палеогеографической литературе имеются свидетельства иного взгляда на условия увлажнения в атлантическом периоде: в ряде мест Европы реконструируются сухие условия в период максимальных температур. Так, в Англии выявлен период повышенной сухости торфяников Болтон Фелл Мосс и Уолтон Фелл Мосс (с отдельными влажными эпизодами) с 7800 до 4400 кал. л.н. [172]. Есть сведения о том, что в Финляндии, южной Швеции, странах Балтии в период максимальных температур (~8000–4000 кал. л.н.) эффективная влажность климата и уровни озер были низкими [231].

Среди белорусских разрезов только по разрезу Нарочь получена пара изотопных кривых, полностью охватывающих атлантический период голоцена. На рис. 91 эти кривые даны в сопоставлении с рациональными кривыми пыльцы вяза (*Ulmus*) и дуба (*Quercus*).

Приступая к описанию рисунка, заметим, что верхняя граница атлантики (в отличие от нижней) не имеет большой четкости: как по изотопным, так и по палинологическим данным в отдельных разрезах могут быть альтернативные варианты локализации конца климатического оптимума. Например, в изотопно-



Рис. 91. Кривые δ¹⁸О и δ¹³С кальцита и содержания пыльцы вяза (*Ulmus*) и дуба (*Quercus*) в средне-позднеголоценовой части карбонатных отложений озера Нарочь

кислородной кривой GISP 2, с которой кривая по разрезу Нарочь имеет очевидное подобие (коэффициент корреляции 0,64 при n = 80), среднеголоценовый температурный максимум прослеживается нечетко, а в кривой по ледяному керну гренландской скважины NorthGRIP он укладывается либо в диапазон от 8000 до 5000 кал. л.н., либо продолжается до 4000 кал. л.н. [296].

Исходя из кривой содержания пыльцы Ulmus, конец атлантики в разрезе Нарочь можно приурочить как к уровню 5200 кал. л.н., так и к уровню 4200 кал. л.н., а по изотопно-кислородной кривой – к уровню 4700 кал. л.н. Однако определение точной хронологической границы периода не входит в приоритеты нашего исследования. Здесь мы хотим обратить внимание на весьма низкие (по сравнению с остальной частью разреза) значения δ¹⁸О в интервале глубин 215-255 см (5300-6400 кал. л.н.). В верхней части этого интервала наблюдается максимальное количество пыльцы вяза. Такая взаимосвязь изотопных и пыльцевых характеристик дает основание интерпретировать зубец низких значений δ^{18} О как отражение наиболее влажной части атлантики (в целом в слабопроточном озере Нарочь изотопно-кислородные соотношения кальцита контролировались интенсивностью испарения воды, а не непосредственно температурой воздуха), а также связывать максимальное распространение вяза с наиболее гумидным временным отрезком климатического оптимума. По-видимому, это был один из немногих этапов голоцена, когда количество атмосферных осадков увеличивалось настолько, что повышенные температуры воздуха не могли существенно снизить эффективную влажность (баланс между количеством выпавшей и испарившейся атмосферной влаги). На экспансию вяза в периоды повышенной влажности указывает совпадение пиков содержания его пыльцы (с центром на глубинах 110 и 170 см) с низкими значениями δ^{18} О. Такие же тенденции характерны для пыльцы *Tilia* (липы) и *Corylus* (орешника), кривые которых на рис. 91 не приведены. Что касается пыльцы дуба, то конфигурация кривой ее содержания свидетельствует о предпочтении (хотя и не ярко выраженном) этой породой сухих климатических условий.

Таким образом, на основании изотопных данных по разрезу Нарочь в пределах периода максимальных температур выделяется несколько более мелких климатических фаз: теплая и сухая фаза 8100–6400 кал. л.н. с температурными пиками около 7900–7700 и 6900–6700 кал. л.н.; относительно холодная и влажная фаза 6400–5350 кал. л.н.; теплая и сухая фаза 5300–4700 кал. л.н.

Изотопные данные по кальциту возраста 8000 – ~ 4700 кал. л.н. из залежи Нарочи указывают на то, что термический максимум нельзя рассматривать как непрерывный этап обильных атмосферных осадков. Аномально высокие величины δ^{18} О говорят о значительном испарении воды в озере Нарочь во временных интервалах 8000–6400 и 5300–4700 кал. л.н. Возможно, что повышенная влажность (традиционно считающаяся характерным атрибутом климатического оптимума в Беларуси) была присуща только его первым векам и в особенности относительно холодному эпизоду надрегионального ранга (6400–5350 кал. л.н.), наиболее благоприятному для распространения вяза, липы, орешника.

11.2. Общая палеоклиматическая информация, заключенная в динамике изотопных показателей и содержаний пыльцы *Picea* и *Alnus*

На палинологических диаграммах белорусских позднеледниково-голоценовых разрезов помимо пыльцы таксонов весьма широкого климатического диапазона – сосны и березы (доли которых связаны ложной обратной зависимостью), а также Q. mixtum (широколиственные плюс орешник) – значительная роль и почти постоянное присутствие характерны для пыльцы ели (*Picea*) и ольхи (*Alnus*). Распространение этих древесных пород ассоциируется с определенными природными условиями. Так, обилие ольхи связывается с заболоченными пространствами, которые присущи влажным климатическим фазам, но могут возникать и на освободившейся от воды пологой литорали озер при понижении их уровня в сухие климатические фазы. Ель играет особенно значительную роль в региональной растительности в позднедриасовом стадиале и суббореале (т.е. после климатического оптимума) и, таким образом, казалось бы, имеет склонность к широкому распространению в холодные фазы.

На примере отложений озера Нарочь, в которых содержания *Picea* и *Alnus* сравнительно велики и изменчивы, мы провели поиск общей палеоклиматической информации, заключенной во временной динамике этих древесных пород, величин δ^{13} С и δ^{18} О и некоторых литохимических особенностей (рис. 92).



Рис. 92. Кривые δ¹⁸O и δ¹³C кальцита и содержания пыльцы ольхи (*Alnus*) и ели (*Picea*) в средне-позднеголоценовой части карбонатных отложений озера Нарочь (пунктирной линией даны те отрезки кривых ольхи и ели, на которых наблюдается их заметная корреляция с кривой δ¹⁸O; серым цветом показаны слойки озерного мела, обогащенные органическим веществом)

Хронологическая модель разреза предложена на основании графической корреляции кривых δ¹⁸О рассматриваемого разреза и надежно датированной гренландской ледовой скважины GISP 2 с учетом шести радиоуглеродных датировок, в которых отмечен систематический сдвиг в сторону удревнения вследствие эффекта жесткой воды.

Важной особенностью кальцита залежи озера Нарочь является весьма тяжелый и изменчивый изотопный состав как кислорода, так и углерода. Поэтому величина δ^{18} О отражает, скорее, динамику интенсивности испарения воды и, следовательно, климатической влажности, чем температуры воздуха. Правда, следует оговориться, что за редким исключением теплые фазы в голоцене Беларуси, как правило, отличались низкой эффективной влажностью, а холодные – высокой.

Из рис. 92 следует, что почти по всему разрезу наблюдается сильная антиковариация *Picea* и *Alnus*: обстановки, способствующие экспансии ольхи, были неблагоприятны для распространения ели и наоборот. Пики *Alnus* на большей части разреза совпадают с участками относительно легкого изотопного состава кислорода, а спады – с отклонениями величин δ^{18} О в сторону более высоких значений. Такие взаимоотношения двух обсуждаемых показателей указывают на обусловленность низких значений δ^{18} О и обилия *Alnus* малой разницей между количеством выпавших атмосферных осадков и испарившейся воды, т.е. высокой эффективной влажностью, и дают инструмент для диагностики гумидных и аридных климатических фаз.

С картиной взаимосвязей «низкие δ^{18} О-обилие ольхи-влажная фаза-высокий уровень озера» хорошо увязывается и изменчивость доли ОВ в залежи озера Нарочь. В ней среди белого озерного мела визуально заметны шесть прослоев, обогащенных ОВ. Наиболее выражен резко ограниченный черный слой на глубине 206–216 см. Все эти слойки совпадают с отрицательными пиками δ^{18} О и пиками ольхи, отражая кратковременные эпизоды высокого стояния воды в озере и соответственно повышенной климатической влажности. Наиболее значительное событие обогащения озерного осадка ОВ приходится на время 5300–5500 кал. л.н. и совпадает с максимальным содержанием пыльцы ольхи. Это событие как бы подчеркивает окончание наиболее влажной части климатического оптимума и переход к финальной сухой фазе атлантики. Обогащенный ОВ слоек на глубине 165–175 см (~ 4450–4600 кал. л.н.), возможно, соответствует климатическому «сбою» на границе атлантического и субореального периодов голоцена.

Отчетливая антиковариация «Alnus–Picea» и ковариация « δ^{18} О–Picea» свидетельствуют о том, что в среднем и позднем голоцене роль ели в составе растительности возрастала в сухие климатические эпизоды (которые с большой долей вероятности совпадали с теплыми эпизодами). Этот неожиданный вывод указывает на то, что подъемы рациональной кривой *Picea* на пыльцевых диаграммах не могут выступать бесспорными индикаторами похолодания и увлажнения в голоцене.

11.3. Сопоставление корреляционных моделей, основанных на анализе изотопных кривых и палинологических событий

На рис. 93 дано сравнение ранне-среднеголоценовых отрезков изотопнокислородных кривых для профилей Птичь, Мощеное и скважины GISP 2 гренландского ледника (идеально датированного эталона климатических событий ранга континента или полушария). Пики **f**, **e** и **d** в белорусских разрезах можно считать грубо синхронными аналогичным пикам в Гренландии. Пик **c** отражает потепление в начале климатического оптимума. В Мощеном он совпадает с первым сильным пиком Q. mixtum. Пик **b** сопоставляется с широко известным континентальным холодным событием 8200 кал. л.н. Заметим, что этот сильный острый пик виден на четырех изотопно-кислородных кривых Беларуси. В Мощеном он совпадает с сильным пиком *Betula*. Пик **a** слабо выражен в Гренландии, но виден на нескольких кривых из Беларуси. Не исключено, что он связан с событием кратковременной аридизации. Примечательно, что во всех трех сопоставляемых разрезах видны сходные тренды похолодания внутри бореального периода. Корреляция двух белорусских изотопно-кислородных кривых с кривой скважины GISP 2 предполагает, что хро-



Рис. 93. Предположительная корреляция между изотопно-кислородными кривыми скважины GISP 2 гренландского ледника и белорусских голоценовых разрезов Птичь и Мощеное (климатические подэтапы: пребореала – PB 2, бореала – BO 1+2 и BO 3, атлантики – AT 1 и AT 2; изотопные данные по гренландской скважине осреднены по 100-летним интервалам; основные изотопно-кислородные события обозначены буквами **a**–**f**, см. текст)

нологические модели белорусских профилей, основанные на пыльцевом зонировании, являются удревненными.

Результаты совмещения изотопных кривых (наличие общих пиков и трендов) указывают на то, что климатические изменения в Беларуси на протяжении раннего и части среднего голоцена в значительной степени регулировались механизмами континентального масштаба.

Приведенный график (рис. 93) отражает еще один аспект применения метода совмещения изотопных кривых, а именно возможность создания локальных корреляционных моделей, альтернативных по отношению к пыльцевым моделям, и проверки синхронности—асинхронности палинологических событий, выявленных в соседних разрезах. Так, корреляционная модель, основанная на интуитивном совмещении пиков и трендов δ^{18} O, предполагает, что максимумы содержания *Betula* и события исчезновения *Betula nana* синхронны в окрестностях обоих белорусских разрезов, а резкое снижение роли Сурегасеае, а также появление *Ulmus* и *Corylus* имели место в окрестностях Птичи несколько ранее, чем вблизи Мощеного. Пик **b** сопровождается палинологическими событиями, которые могут интерпретироваться как вызванные единой климатической причиной (холодным эпизодом). В Мощеном положительные пики δ^{18} O (кратковременные относительно теплые фазы) соответствуют пикам *Corylus*, а максимум Q. mixtum наблюдается сразу после события **c**.

Подобный пример взаимного соответствия локальных корреляционных моделей (базирующейся на пыльцевом зонировании и созданной на основании совмещения изотопных, в данном случае изотопно-углеродных, кривых) показан выше для профилей отложений озер Теклиц и Оконо (см. главу 9, рис. 81).

Результаты анализа эффективности полиметодического подхода к диагностике палеогеографических событий и обстановок позднеледниковья–голоцена можно резюмировать следующим образом.

Рассмотрение конфигураций изотопно-кислородных кривых и их корреляция с надежно датированными профилями δ^{18} О Европы позволяют диагностировать в белорусских разрезах ряд широко известных надрегиональных палеоклиматических событий (обстановок, этапов). Анализ соответствующих отрезков изотопных кривых на фоне палинологических и литохимических характеристик дает возможность уточнить индикационное и хроностратиграфическое содержание этих характеристик и выделить комплексные индикаторные признаки надрегиональных событий.

Обстановка позднедриасового стадиального похолодания может диагностироваться и датироваться по отчетливым зубцам *Picea*, *Betula nana*, трав (в основном *Artemisia* и Chenopodiaceae) и, вероятно, водорослей *Pediastrum integrum* на пыльцевых диаграммах, а также по зубцам высоких содержаний SiO₂ и других химических элементов терригенной примеси в карбонатных осадках. Верхняя граница позднего дриаса более точно индицируется пыльцевым, чем изотопно-кислородным методом, поскольку верхние части широких зубцов низких значений δ^{18} О обязаны своим происхождением эпизоду активного распада вечной мерзлоты в самом начале голоцена (низкие, типичные для карбонатов позднего дриаса значения δ^{18} О на фоне уже относительно «теплых» пыльцевых спектров).

На пыльцевых диаграммах пик холодного события 8200 кал. л.н. (и соответствующий хроностратиграфический репер) распознается по «провалам» Ulmus, Corylus, Tilia вскоре после начала экспансии этих видов и перед еще более широким их распространением, а также по малым «всплескам» трав, иногда *Picea* и *Betula*. Литохимические признаки этого события – пики OB, SiO, и спады CaO в составе неорганической части озерного мела.

Неожиданными оказались вывод о малой эффективной влажности на протяжении большей части климатического оптимума голоцена и выделение наиболее влажной части на временном отрезке 6400–5350 кал. л.н., к которому приурочено максимальное распространение вяза, липы, орешника. Изотопные данные в комплексе с палинологическими и литохимическими дают основание для вывода о том, что повышенная влажность (традиционно считающаяся характерным атрибутом всего климатического оптимума в Беларуси) была присуща только названному эпизоду, наиболее благоприятному для распространения пород Q. mixtum.

Рассмотрение изотопных соотношений в комбинации с иными линиями свидетельств позволяет распознавать среди нескольких альтернативных природных механизмов единственно правильный, обусловливающий пики и тренды δ¹⁸О и δ¹³С, а также конфигурации пыльцевых кривых и формирование слойков со специфическими литохимическими характеристиками. Такой подход делает возможным индикацию различных мелких (локальных, субрегиональных) и реже региональных палеогеографических событий – таких как изменения гидродинамического, трофического, газового режима бассейнов седиментации, связанные в свою очередь с динамикой климатической обстановки.

Так, на примере разреза Нарочь установлено, что отрицательные изотопно-кислородные и изотопно-углеродные пики, совпадающие с пиками Alnus на пыльцевых диаграммах и слойками карбонатных отложений, особенно обогащенными OB, связаны не с изменениями трофического статуса озера, а с увеличением его глубины и проточности во влажные климатические эпизоды. Отчетливая антиковариация «Alnus–Picea» и ковариация « $\delta^{18}O$ –Picea» свидетельствуют о том, что в среднем и позднем голоцене роль ели в составе растительности возрастала в сухие климатические эпизоды (которые с большой долей вероятности совпадали с теплыми эпизодами). Этот нетривиальный вывод указывает на то, что подъемы рациональной кривой Picea на пыльцевых диаграммах не могут выступать бесспорными индикаторами похолодания и увлажнения в голоцене.

Корреляция изотопно-кислородных и изотопно-углеродных кривых в разрезах, разделенных дистанциями в первые десятки километров, показала, что некоторые сходные палинологические события происходили в сравниваемых разрезах синхронно, иные же – со сдвигом во времени. Изотопные стратиграфические реперы, судя по всему, являются более строгими критериями для сопоставления разрезов, чем палинологические.

Глава 12

НАДРЕГИОНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОСВЯЗИ ОТНОШЕНИЙ ¹⁸0/¹⁶О И ¹³С/¹²С С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ОБСТАНОВОК КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ

К настоящему времени в различных регионах мира десятки залежей пресноводных озерных и источниковых отложений исследованы методом стабильных изотопов углерода и кислорода с целью реконструкции динамики природных обстановок (температурных условий, климатической влажности, уровней озер и др.) в позднеледниковье–голоцене.

Особое место в группе таких исследований занимают работы, посвященные современным и/или наиболее молодым (субатлантическим) известковым осадкам, когда изотопный состав карбонатов изучается на фоне известных природных условий. Результаты этих работ позволили «калибровать» изотопные палеотермометры и индикаторы гидрологических условий, влажности климата в отдельных регионах.

Объектом наших исследований, результаты которых изложены в предыдущих главах второй части монографии, также в основном были позднеледниково-голоценовые карбонаты. Были показаны возможности индикации и датирования палеогеографических изменений и событий на основании анализа трендов, подъемов и спадов изотопно-кислородных и изотопно-углеродных кривых.

Вместе с тем представляет естественный интерес также разработка инструментов индикации природных обстановок образования допоозерских межледниковых и более древних дочетвертичных континентальных отложений, палеогеографический диапазон формирования которых далеко выходит за пределы, характерные для Беларуси на современном этапе и в голоцене. Поэтому возникает необходимость выявления зависимостей изотопных соотношений от характеристик природных обстановок в надрегиональном масштабе с учетом данных по современным пресноводным карбонатам не только умеренных континентальных, но и умеренных морских, субтропических, бореальных, субарктических климатических зон.

В ходе работы по созданию надрегиональной модели мы систематизировали данные об изотопном составе позднеледниковых и голоценовых озерных и источниковых аутигенных карбонатов, биогенных арагонитов из залежей в разных регионах мира (включая Беларусь), а также сведения о климатических условиях местностей пресноводного карбонатообразования и гидрологических особенностях бассейнов карбонатонакопления; провели статистические корреляции изотопных показателей с количественными характеристиками природных обстановок карбонатообразования; установили изотопные критерии индикации обстановок пресноводного континентального карбонатообразования для диапазона климатических условий, значительно выходящего за пределы, характерные для Беларуси на современном и голоценовом этапах.

Фактическим материалом исследований послужили результаты изотопного анализа нескольких сотен образцов голоценовых аутигенных карбонатов из белорусских озерных залежей Оконо, Теклиц, Мощеное, Лозовики, Нарочь, Сергеевское, источниковых известковых туфов Птичь, образцов раковин современных моллюсков *Viviparus* и *Dreissena* из речных затонов и озер в окрестностях Гомеля, Минска, Браслава и д. Морино на Немане. Обширный блок данных об изотопном составе озерных и источниковых хемогенных и биогенных современных и голоценовых карбонатов с подробными характеристиками бассейнов и обстановок карбонатообразования был получен из литературных источников.

Список залежей пресноводных карбонатов, данные по которым учтены в предлагаемой модели, приведен в табл. 54. В ней указаны названия залежей и пунктов исследования, аббревиатуры этих названий, применяемые на диаграммах, координаты пунктов, возраст и тип карбонатов. При создании модели использованы материалы по карбонатам из 72 пунктов Европы и двух пунктов Северной Америки. Карбонаты из американских пунктов были включены в европейскую модель в силу их уникальной приуроченности к озерам субарктического ландшафта в местности с отрицательной среднегодовой температурой.

Таблица 54. Список залежей карбонатных озерных и источниковых отложений,
данные по которым использованы при создании надрегиональной модели
взаимосвязи соотношений ¹⁸ O/ ¹⁶ O и ¹³ C/ ¹² C с характеристиками
природных обстановок карбонатообразования

Название залежи	Аббре- виатура названия	Страна	Источник инфор- мации	Широта	Долгота	Возраст карбонатов	Тип карбонатов
Адров	Адр	Беларусь	[278]	54,52	30,30	Бореал 3	Озерные карбонаты
Аммерзее	Амм	Германия	[232]	48,00	17,12	Современный этап	Раковины остракод
	Амм	Германия	[267]	48,00	17,12	Беллинг – современный этап	То же
Арендзее	Ape	Германия	[325]	52,89	11,48	Современный этап	Озерные карбонаты
Балдеггерзее	Бал	Швейцария	[340]	47,17	8,28	То же	То же

Продолжение табл. 54

Название залежи	Аббре- виатура названия	Страна	Источник инфор- мации	Широта	Долгота	Возраст карбонатов	Тип карбонатов
Бискупин	Бис	Польша	[260]	52,79	17,75	Аллеред – современный этап	Озерные карбонаты
Блед	Блед	Словения	[196]	46,38	14,10	Беллинг – 9000 лет	То же
Блектъярнен	Блек	Швеция	[250]	63,94	16,13	4500 лет – современный этап	_»–
Варангу	Bap	Эстония	[252]	59,03	26,12	Около 8500 лет	Озерные карбонаты, раковины остракод
Baxapy	Bax	Эстония	[323]	59,23	24,58	Поздний пребореал – ранняя атлантика	Озерные карбонаты
Ветка	Вет	Беларусь	*	52,56	31,16	Современный этап	Раковины моллюсков Viviparus
Вигры	Виг	Польша	[244]	54,00	23,00	То же	Озерные карбонаты, раковины моллюсков
Володькино	Влд	Беларусь	*	52,43	31,05	_»~	Раковины моллюсков Viviparus
Волосо	Вол	Беларусь	[79]	55,75	27,13	->>-	Раковины моллюсков Dreissena
	Вол	Беларусь	[79]	55,75	27,13	_»-	Раковины моллюсков Viviparus
Выртсъярв	Выр	Эстония	[75]	58,30	26,05	Конец пребореала – ранняя субатлантика	Озерные карбонаты
Ганча	Ган	Польша	[289]	54,27	22,82	12500-5500 лет	То же
Гиль Вельки	ГВ	Польша	[194]	53,72	19,72	Современный этап	Раковины моллюсков Unionida

Продолжение табл. 54

Название залежи	Аббре- виатура названия	Страна	Источник инфор- мации	Широта	Долгота	Возраст карбонатов	Тип карбонатов
Герцензее	Гер	Швейцария	[316]	46,83	7,55	Аллеред – начало пребореала	Озерные карбонаты
Гинкунай	Гин	Литва	[327]	55,95	23,33	Аллеред – 9000 лет	То же
Гостенж	Гос	Польша	[261]	52,58	19,35	Поздний дриас – современный этап	_»_
	Гос	Польша	[183]	52,58	19,35	Современный этап	Кальцитовые инкрустации на растени- ях, раковины моллюсков
Гребной Канал	ГрК	Беларусь	*	52,42	31,04	То же	Раковины моллюсков Viviparus
Дедно	Дед	Беларусь	*	52,39	30,97	_»–	То же
Джеллибин	Дже	Канада	[165]	60,35	-134,80	7500 лет – современный этап	Озерные карбонаты
Дрисвяты	Дри	Беларусь	[79]	55,59	26,64	Современный этап	Раковины моллюсков Dreissena
	Дри	Беларусь	[79]	55,87	26,64	То же	Раковины моллюсков Viviparus
Зальцигензее	Зал	Германия	[351]	51,30	11,75	12500 лет – современный этап	Раковины остракод и гастропод
Зрманья	Зрм	Хорватия	[239]	44,18	16,05	Голоцен	Источни- ковый карбонатный туф
Игельсьон	Иге	Швеция	[306]	58,47	13,73	То же	Озерные карбонаты, раковины моллюсков
Крка	Крк	Хорватия	[239]	43,67	16, 00	-»-	Источни- ковый карбонатный туф
Продолжение табл. 54

Название залежи	Аббре- виатура названия	Страна	Источник инфор- мации	Широта	Долгота	Возраст карбонатов	Тип карбонатов
Крка 2	Крк 2	Хорватия	[196]	43,67	16, 00	Современный этап	Источни- ковый карбонатный туф
Крупа	Кру	Хорватия	[239]	44,18	16,05	Голоцен	То же
Лаго ди Авильяно	ЛАв	Италия	[339]	45,05	7,38	Беллинг – 10500 лет	Озерные карбонаты, раковины остракод
Лох Гур	ЛГур	Ирландия	[236]	52,52	-8,53	Поздний дриас – ранний голоцен	Озерные карбонаты
Ледница	Лед	Польша	[168]	52,55	17,38	Ранний дриас – ранний пре- бореал	То же
	Лед	Польша	[170]	52,55	17,38	Беллинг – пребореал	Раковины остракод и моллюсков
Лох Инчикуин	ЛИн	Ирландия	[208]	53,00	-9,00	16600–5750 лет	Озерные карбонаты
Лох Карра	ЛКар	Ирландия	[236]	53,68	-9,23	3500 лет – современный этап	То же
Лох Корриб	ЛКор	Ирландия	[237]	53,50	-9,25	Голоцен	Раковины остракод
Лозовики	Лоз	Беларусь	[326]	55,27	28,12	Ранний и средний голоцен	Озерные карбонаты
Малое	Мал	Беларусь	*	52,48	30,97	Современный этап	Раковины моллюсков Viviparus
Марселла	Map	Канада	[165]	60,07	-133,81	5000 лет – современный этап	Инкрустации на харовых водорослях
Микол	Мик	Польша	[209]	53,79	21,59	Голоцен	Озерные карбонаты
Мондзее	Мон	Австрия	[267]	47,82	13,4	Беллинг — 10000 лет	Раковины остракод
Морино	Мор	Беларусь	[79]	53,87	25,69	Современный этап	Раковины моллюсков Viviparus

Продолжение табл. 54

Название залежи	Аббре- виатура названия	Страна	Источник инфор- мации	Широта	Долгота	Возраст карбонатов	Тип карбонатов
Мощеное	Мощ	Беларусь	[235]	53,72	27,20	Пребореал – поздняя атлантика	Озерные карбонаты
Монастерио ди Пиедра	МП	Испания	[207]	41,21	1,79	Современный этап	Источни- ковый карбонатный туф
Муйсята	Муй	Беларусь	[79]	55,63	26,70	То же	Раковины моллюсков Viviparus
Нарочь 1	Hap 1	Беларусь	[107]	54,88	26,68	Поздний дриас – современный этап	Озерные карбонаты
Нарочь 2	Hap 2	Беларусь	[33]	54,88	26,68	8000 лет – современный этап	То же
Невша- тельское	Нев	Швейцария	[190]	46,90	6,84	1500 лет – современный этап	Озерные карбонаты, раковины остракод
Непрушевско	Неп	Польша	[169]	52,38	16,62	8500-6500 лет	Инкрустации на харовых водорослях, остракоды
Оконо	Око	Беларусь	[326]	54,83	28,53	Конец аллереда – начало атлантики	Озерные карбонаты
Охрид	Oxp	Северная Македония, Албания	[266]	41,00	20,75	Голоцен	То же
Памвотис	Пам	Греция	[215]	39,66	20,90	Аллеред – 1000 лет	Раковины остракод
Переспил	Пер	Польша	[260]	51,43	23,57	Поздний аллеред – ранний пребореал	Озерные карбонаты
Плитвице	Пли	Хорватия	[239]	44,88	15,62	Голоцен	То же
Преспа	Пре	Северная Македония, Албания	[266]	40,88	21,04	Голоцен	Озерные карбонаты

Продолжение табл. 54

Название залежи	Аббре- виатура названия	Страна	Источник инфор- мации	Широта	Долгота	Возраст карбонатов	Тип карбонатов
Птичь	Пти	Беларусь	[326]	53,80	27,42	Пребореал – ранняя атлантика	Озерные карбонаты
Пурвин	Пур	Польша	[217]	54,28	22,90	8500 л. – современный этап	То же
Ред Бог	Ред	Ирландия	[236]	53,60	-9,20	Поздний дриас – ран- ний голоцен	_»_
Саарико	Caa	Финляндия	[231]	62,25	27,67	10 000 лет – современный этап	_»_
Сваты Ян	СвЯ	Чехия	[189]	49,97	14,14	9500–2500 лет	Источни- ковый карбонатный туф
Сергеевское	Сер	Беларусь	[91]	53,51	27,76	Беллинг – современный этап	Озерные карбонаты
Синиярв	Син	Эстония	[298]	59,05	26,23	Голоцен	Озерные карбонаты
Скшинка	Скш	Польша	[167]	53,82	17,52	Поздний дри- ас – современ- ныйэтап	То же
Старое	Ста	Беларусь	[347]	52,85	30,97	Беллинг –бо- реал	_»_
Стражим	Стр	Польша	[209]	53,33	19,46	Поздний дриас – современный этап	->>-
	Стр	Польша	[289]	53,33	19,46	11500-7500 лет	_»_
Тамула	Там	Эстония	[323]	57,84	26,99	Поздний пребореал – ранняя атлантика	->>-
Тапа	Тап	Эстония	[74]	59,07	26,15	Около 8000 лет	_»_
Теклиц	Тек	Беларусь	[326]	54,93	28,50	Пребореал – ранний суббореал	_»_

Окончание табл. 54

Название залежи	Аббре- виатура названия	Страна	Источник инфор- мации	Широта	Долгота	Возраст карбонатов	Тип карбонатов
Тибетанус	Тиб	Швеция	[319]	68,33	18,70	Голоцен	Озерные карбонаты, раковины моллюскови остракод
Торреберга	Тор	Швеция	[179]	55,62	13,23	Аллеред – ранний пребореал	То же
Уотеринг- бери	Уот	Англия	[191]	51,04	-0,39	11500–7000 лет и современ- ныйэтап	Карбо- натный туф, раковины остракод
Хажиковско	Хаж	Польша	[284]	53,8	17,50	11500-6500 лет	Озерные карбонаты
Хоус Уотер	ХоУ	Англия	[161; 249]	54,02	2,13	Аллеред–5500 лет и совре- менный этап	То же
Цнянское вдхр.	Цн	Беларусь	[79]	53,96	27,58	Современный этап	Раковины моллюсков Dreissena
Ченки	Чен	Беларусь	*	52,35	30,97	То же	Раковины моллюсков Viviparus

Примечание. * – неопубликованные авторские данные.

В модель не включались карбонаты территорий, расположенных выше 600 м над уровнем моря, местностей с годовым количеством осадков более 1000 мм, а также кальциты и арагониты из озер, питающихся водами с окрестных высоких горных массивов.

Методика исследования сводилась к следующему. На подготовительном этапе была создана рабочая база данных, содержащая сведения о величинах δ^{18} O и δ^{13} C в карбонатах из слоев различного возраста, координатах, высотном положении, размерах озер и водосборов, среднегодовой, июльской и январской температуре воздуха местности, годовом количестве осадков, времени пребывания воды в озере, температуре озерной воды, значениях δ^{18} O атмосферных осадков и озерной воды. Разумеется, полный набор перечисленных признаков удалось получить не для всех пунктов. В том случае если в источнике информации не было данных об изотопном составе кислорода атмосферных осадков, величины δ^{18} O определялись по данным из ближайшего пункта глобального мониторинга [309] либо по теоретическому уравнению [326]. Затем выполнялись графические корреляции изотопных показателей с различными параметрами природных обстановок. Наиболее очевидные взаимосвязи удалось обнаружить между величиной δ^{18} О карбонатов и температурой воздуха в январе; степенью отклонения реальной величины δ^{18} О карбонатов от равновесной с не подверженными испарению атмосферными осадками и величиной δ^{13} С карбонатов; величиной δ^{13} С карбонатов и соотношением площадей водосборов и озер (косвенным показателем проточности бассейна). Эти зависимости описываются ниже.

12.1. Отношение ¹⁸О/¹⁶О и температура воздуха

Несмотря на то что в изотопном составе кальцита, как правило, наследуется среднегодовое соотношение ¹⁸O/¹⁶O атмосферных осадков, которое в свою очередь определяется среднегодовой температурой воздуха, в модели, построенной в масштабе Европы, наиболее тесной оказалась взаимосвязь между величиной δ^{18} O карбонатов и температурой января (рис. 94). По-видимому, именно эта характеристика отражает в свернутом виде расположение пункта как на линии север–юг, обусловливающее широтный эффект фракционирова-ния изотопов, так и на линии запад–восток, определяющее континентальный эффект.

В самом холодном пункте Джеллибин при температуре января –17,5 °С величина δ^{18} О составляет –19,8 ‰, а в самом теплом Лох Кара (+4,5 °С) она равна –4,1 ‰. Расположение точек, иллюстрирующих изотопно-кислородный состав аутигенных карбонатов на диаграмме, может быть в самом общем виде аппроксимировано прямой линией. В таком случае градиент составляет 0,63 ‰ / 1 °С. С другой стороны, можно предположить, что тренд имеет нелинейный характер – минимальный градиент в 0,38 ‰ / 1 °С соответствует диапазону январских температур от –6,5 до + 0,5 °С, а в областях более низких и более высоких температур он выражен сильнее. В настоящее время у нас нет оснований для суждения о том, является ли нелинейный характер зависимости δ^{18} О от температуры января отражением реальной картины, либо является результатом наблюдательной селекции при имеющейся выборке.

В любом случае оказывается, что по обе стороны аппроксимирующих линий располагаются кальциты с весьма различным изотопным составом углерода: как почти равновесные с углеродом OB, так и близкие к равновесию с углеродом атмосферы. Такая особенность противоречит принципу Дж. Тэрнера и др. [243], согласно которому изотопно-тяжелый углерод является спутником кислорода, утяжеленного в результате испарения. От главной линии температурной зависимости в сторону положительных значений δ^{18} О иногда отклоняются только кальциты с особенно тяжелым изотопным составом углерода (δ^{13} C > 0 ‰), например кальциты залежей Марселла (субарктическая Канада) и Нарочь 1. Таким образом, оказывается, что в умеренных климатических обстановках озерная вода, в которой содержание растворенного неор-



Рис. 94. Изотопный состав кислорода пресноводных карбонатов (по горизонтали) и средняя температура воздуха в январе (по вертикали): 1 – аутигенный кальцит, 2 – арагонит раковин моллюсков, 3 – кальцит раковин остракод; аббревиатуры названия залежей и возраст карбонатов даны в табл. 54; цифры возле точек на диаграмме – значения δ^{13} C, ‰ (PDB)

ганического углерода (РНУ) находится почти в равновесии с атмосферой, может практически не испытывать испарительного утяжеления изотопного состава кислорода.

Весьма интересной особенностью диаграммы является то, что в отличие от кальцита, изотопный состав кислорода арагонита раковин моллюсков отклоняется в сторону все более высоких значений δ^{18} О при росте величины δ^{13} С. Таким образом, величина δ^{13} С биогенного арагонита раковин моллюсков выступает чувствительным индикатором испарительного обогащения карбонатообразующего раствора изотопом ¹⁸О: неискаженную изотопно-кислородную температурную информацию несут только арагониты с величинами δ^{13} С < -10 ‰.

В целом основной вывод, вытекающей из диаграммы, состоит в том, что величина δ^{18} О аутигенного кальцита и (при величинах δ^{13} С < -10 ‰) озерного арагонита статистически связана с январской температурой воздуха в местности карбонатообразования: величина δ^{18} О, равная -16 ‰, приблизительно индицирует температуру января -15 °C, величина -13 ‰ – температуру -10 °C; величина -10 ‰ – температуру -5 °C; величина -7 ‰ – нулевую температуру; величина -3,5 ‰ – температуру января, равную +5 °C.

Для того чтобы снизить ошибку реконструкции температуры воздуха по величине δ^{18} О и ввести поправку на испарительное обогащение кальцита и арагонита тяжелым изотопом кислорода, необходимо более подробно рассмотреть взаимоотношения изотопных составов кислорода и углерода, чему посвящен следующий параграф.

12.2. Отношение ¹³С/¹²С и степень искажения воздушно-температурного изотопно-кислородного сигнала

Как было показано выше, кальциты и в особенности арагониты с тяжелым изотопным составом углерода отклоняются от главной линии зависимости « δ^{18} О-температура января». Это связано с тем, что в системах, для которых характерно близравновесное состояние с изотопным составом атмосферного углерода (озера с длительным временем пребывания воды), можно предполагать усиленное испарение воды, приводящее к обогащению ее (и, следовательно, аутигенного кальцита) тяжелым изотопом кислорода. В таком случае значения δ^{18} О несут искаженную информацию о температурах воздуха (если извлекать такую информацию прямым расчетом по уравнению связи « δ^{18} О-температура» для кальцита, равновесного с изотопным составом кислорода метеорных осадков).

В связи с этим представляется интересным выяснить, насколько могут утяжеляться по кислороду кальциты при приближении РНУ воды к равновесию с атмосферным углеродом и можно ли на основании анализа значений δ^{13} С предложить поправку на величину δ^{18} О с целью получения значения, равновесного со среднегодовым соотношением $^{18}O/^{16}$ О в атмосферных осадках, т.е. значения, именно по которому и можно корректно оценить температуру воздуха.

На рис. 95 дана диаграмма, характеризующая степень испарительного обогащения воды и, следовательно, озерных и источниковых карбонатов тяжелым изотопом кислорода (искажение температурного сигнала δ^{18} O) в зависимости от величины δ^{13} C (близости к изотопному равновесию с углеродом атмосферного CO₂). Параметр Δ^{18} O представляет собой разность между величиной δ^{18} O кальцита и арагонита конкретной залежи и значением δ^{18} O кальцита, равновесным со среднегодовым изотопным составом кислорода атмосферных осадков.



Рис. 95. Диаграмма, характеризующая степень искажения температурного сигнала δ¹⁸O, фиксируемого пресноводными карбонатами (по вертикали), в зависимости от величины δ¹³C (по горизонтали) (параметр Δ¹⁸O – разность между величиной δ¹⁸O карбоната конкретной залежи и значением, равновесным со среднегодовым изотопным составом кислорода атмосферных осадков, см. текст; аббревиатуры названия залежей и возраст карбонатов даны в табл. 54); 1 – аутигенный кальцит, 2 – арагонит раковин моллюсков

Видно, что поля точек, отражающие степень испарительного утяжеления изотопного состава кислорода карбонатов в зависимости от величины δ^{13} С, подчиняются линейным трендам – раздельным, но параллельным для кальцита и арагонита раковин моллюсков.

При величинах δ^{13} С, локализованных в диапазоне -12...-7 ‰, значения Δ^{18} О минимальны и не превышают +1 ‰. Отрицательные значения Δ^{18} О, повидимому, связаны с кинетическим эффектом фракционирования при быстром осаждении карбонатов либо с превышением температуры карбонатообразующего раствора над стандартной расчетной температурой (15,7 °C).

При величинах δ^{13} С от -6 до -3 ‰ характерное значение Δ^{18} О равно ~ +1,5 ‰, что соответствует расчетным (по уравнению для равновесного кальцита) температурам воздуха, на 1 °С более высоким, чем реальные. При величинах δ^{13} С от -2 до 0,5 ‰ значения Δ^{18} О могут достигать +3,5...+4,5 ‰, тем самым создавая иллюзию температурной обстановки на 2,5–3,1 °С более теплой, чем реальная.

Кальциты из разреза Нарочь дают среднюю для голоцена величину δ^{13} С (1,8 ‰) и Δ^{18} О, равную +6,5 ‰. Прямой пересчет значения δ^{18} О такого кальцита по равновесному уравнению дал бы среднюю среднегодовую температуру голоцена в окрестностях Нарочи, равную +9,7 °С – на 4,5° более высокую, чем в настоящее время. Максимальные величины Δ^{18} О (+10,8...+12,3 ‰) зарегистрированы в кальцитах залежи из озера Марселла (Канада, Территория Юкон), имеющих значения δ^{13} С в 4,6...5,0 ‰, которые отражают полное изотопное равновесие с углеродом атмосферы. Расчет годовой температуры воздуха без учета испарительного обогащения воды и кальцита тяжелым изотопом кислорода дал для окрестностей озера Марселла цифру в + 7,5 °С при реальной температуре в –1 °С. Таким образом, в крайних случаях озерные карбонаты субарктического ландшафта могут приобретать величины δ^{18} О, обычно присущие карбонатам, формирующимся в климатических условиях, существенно более теплых, чем в современной Беларуси.

Поле точек, характеризующих раковинный арагонит, располагается параллельно тренду для кальцитов, но лежит выше линии последнего. Это означает, что взаимоотношения между δ^{18} О и δ^{13} С принципиально одинаковы для двух карбонатных минералов, однако витальный эффект фракционирования изотопов углерода в комбинации с более низкими (осредненными по году) температурами воды (среды образования биогенного арагонита) делают этот минерал на 3–4 ‰ более тяжелым по кислороду, чем соответствующий по δ^{13} С кальцит.

Таким образом, на основании знания величины δ^{13} С может быть сделана поправка для перевода реальной величины δ^{18} О в равновесную с соотношением $^{18}O/^{16}$ О кислорода атмосферных осадков, которая может быть уже напрямую использована для расчета среднегодовой температуры воздуха. Статистически при величинах δ^{13} С кальцита в –5 ‰ реальная величина δ^{18} О оказывается на 1 ‰ выше равновесной, при δ^{13} С в –1 ‰ – на 3,5 ‰, при δ^{13} С в 3 ‰ – на 5,5 ‰ выше. Для арагонита раковин подобные поправки оказываются на 4 ‰ бо́льшими.

12.3. Отношение ¹³С/¹²С и степень проточности водоемов-карбонатонакопителей

Величина δ^{13} С аутигенных и биогенных карбонатов определяется долями вкладов изотопно-легкого почвенного (-27 ‰), изотопно-тяжелого атмосферного (-7 ‰) углерода и в какой-то мере еще более тяжелого углерода морских аллохтонных карбонатов водосборов (~ 0 ‰). Влияние последней разности может быть существенным в карбонатах озер, локализованных в известняковых и доломитовых водосборах (в карстовых местностях). Приближение кравновесию с атмосферой (δ^{13} С кальцита до 4...5 ‰) реализуется в озерах с замедленным водообменом (закрытых в гидрологическом отношении), а также в обстановках с сильным ветровым перемешиванием. Чем более проточна система, тем больший вклад дает углерод почвенного генезиса: в речной воде величина δ¹³С растворенного неорганического углерода, как правило, находится в изотопном равновесии с педогенным углеродом (-14...-12 ‰).

Мы выполнили приближенно-количественную статистическую оценку взаимосвязи проточности водоемов и величины δ¹³С накапливающихся в них карбонатов.

Определение количественной характеристики проточности современного озера является непростой задачей. Для ее решения необходимо знать объемы воды, поступающей с поверхностным и подземным притоком, а также в виде атмосферных осадков, объемы вытекающей воды рек, ручьев и подземного стока, количество испарившейся с поверхности влаги. Некоторые из этих показателей находятся в области значительной неопределенности. Поэтому результаты расчетов скорости водообмена (или среднего времени пребывания воды) оказываются весьма приблизительными и часто различаются по данным разных подсчетов для одного и того же озера. В литературе оценки времени пребывания воды приводятся для немногих озер-карбонатонакопителей. Так, озера, учтенные в нашей надрегиональной модели (табл. 54), в порядке убывания среднего времени пребывания воды (в месяцах) располагаются в следующий ряд: Арендзее, Германия (1368); Зальцигензее, Германия (1200); Охрид, Северная Македония и Албания (840); Балдеггерзее, Швейцария (516); Аммерзее, Германия (324); Нарочь, Беларусь (156); Преспа, Северная Македония и Албания (132); Ледница, Польша (72); Гостенж, Польша (18); Лаго ди Авильяна, Италия (10,8); Невшательское, Швейцария (8,25); Блектъярнен, Швеция (8); Вигры, Польша (4,32); Синиярв, Эстония (2,5); Лох Инчикуин, Ирландия (1); Тибетанус, Швеция (1); Скшинка, Польша (0,83); Игельсьон, Швеция (0,66). Эти цифры во многих случаях определены без точного знания ряда параметров (в частности, подземного притока и оттока) и являются приближенными.

В то же время известно, что степень проточности озер статистически связана с легко определяемым показателем: отношением площади водосбора к площади озера. Чем больше это отношение, тем более проточна озерная система. На рис. 96 показана диаграмма зависимости величин δ^{13} С аутигенно-го кальцита и биогенного арагонита от соотношения площадей водосборов и озер. В левом верхнем углу отражены изотопно-углеродные характеристики карбонатов из сильнопроточных речных и источниковых систем. Основное поле точек для озерных кальцитов выстраивается в линейную последовательность. В озерах, площади водосборов которых лишь в 1,5–5 раз больше площади озера, величины δ^{13} С весьма близки к равновесию с атмосферным углеродом или даже достигают его (Марселла, субарктическая Канада; Нарочь, Беларусь; Арендзее, Германия).

В озерах с отношениями площадей водосбора и водной поверхности, равными примерно 15, осаждается кальцит с характерными величинами δ^{13} С около -6...-5 ‰. Соотношения 13 С/ 12 С в арагоните раковин моллюсков откло-



Рис. 96. Зависимость значений δ¹³С пресноводных карбонатов от отношения площадей водосбора и седиментационного бассейна (степени проточности водоема): 1 – аутигенный кальцит, 2 – арагонит раковин моллюсков, 3 – кальцит раковин остракод; аббревиатуры названия залежей и возраст карбонатов даны в табл. 54

няются в сторону более низких значений δ^{13} С от главной кальцитовой последовательности, что, вероятно, связано с систематическим витальным эффектом фракционирования изотопов углерода. Еще далее в сторону легких значений отклоняются точки, соответствующие кальцитам из белорусских озер Теклиц, Лозовики и озера Тибетанус (Швеция). Это отклонение можно связывать с особенно обильным притоком легкого органогенного (или облегченного в результате сульфатредукции) углерода из прибрежных болот.

В область наиболее низких значений δ^{13} С (-11,5...-8 ‰) попадают кальциты из источниковых туфов, формирующихся в сильнопроточной воде: карбонатные туфы Птичь (Беларусь), Крупа, Зрманья, Крка, Плитвице (Хорватия), Монастерио де Пиедра (Испания). Еще более низкие (примерно на 2,5–3 ‰) значения зарегистрированы в биогенном арагоните раковин моллюсков *Viviparus* и *Dreissena* из Беларуси: Морино (залив р. Неман); Ветка (протока р. Сож у одноименного городского поселка); Володькино, Ченки, Дедно, Гребной Канал (протоки р. Сож в Гомеле и ближайших окрестностях).

В группе карбонатов из сильнопроточных систем, так же как и для озерных карбонатов, наблюдается отчетливо выраженное витальное отклонение биогенного арагонита от кальцита.

В целом из приведенной диаграммы (рис. 96) следует, что, анализируя изотопно-углеродные данные по маломощным слоям или даже единичным

образцам погребенных межледниковых или более древних континентальных дочетвертичных карбонатов, можно оценить соотношение площадей водосборов и озер (косвенный индикатор степени проточности), а также диагностировать системы с текучей водой.

* * *

Из предлагаемой надрегиональной модели взаимосвязи отношений ¹⁸O/¹⁶O и ¹³C/¹²C с характеристиками обстановок карбонатообразования вытекает несколько главных выводов.

1. Величина δ^{18} О аутигенного озерного кальцита и (при величинах δ^{13} С < -10 ‰) биогенного арагонита статистически связана с январской температурой воздуха в местности карбонатообразования: величина δ^{18} О -16 ‰ приблизительно индицирует температуру января -15 °C; величина -10 ‰ - температуру –5 °C; величина -3,5 ‰ – температуру января, равную +5 °C.

2. На основании знания величины δ^{13} С кальцита может быть сделана поправка для перевода реальной величины δ^{18} О в равновесную с соотношением 18 O/¹⁶О кислорода атмосферных осадков, которая может быть уже напрямую пересчитана в среднегодовую температуру воздуха. Статистически при величинах δ^{13} С кальцита в –5 ‰ реальная величина δ^{18} О оказывается на 1 ‰ выше равновесной, при δ^{13} С в –1 ‰ – на 3,5 ‰, при δ^{13} С в 3 ‰ – на 5,5 ‰ выше равновесной. Для арагонита раковин подобные поправки оказываются на 4 ‰ бо́льшими.

3. В гидрологически закрытых и малопроточных озерах, площади водосборов которых лишь в 1,5–5 раз больше площади озера, величины δ¹³С весьма близки к равновесию с атмосферным углеродом или даже достигают его (4...5 ‰); в озерах с отношениями площадей водосбора и водной поверхности, равными примерно 15, осаждается кальцит с характерными величинами δ¹³С около –6...–5 ‰; в область наиболее низких значений δ¹³С (–11,5...–8 ‰) попадают кальцит из источниковых туфов, формирующихся в сильнопроточной воде и арагонит раковин речных моллюсков.

Глава 13

ИЗОТОПНАЯ ОЦЕНКА МАСШТАБОВ ДЕПОНИРОВАНИЯ АТМОГЕННОГО И ОРГАНОГЕННОГО УГЛЕРОДА В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТОЛЩЕ

Озерные и педогенные карбонаты, аутигенные известковые тела из подпочвенной части толщ, кальцитовые продукты выветривания бетонных сооружений содержат значительные количества углерода, поступившего в эти образования из атмосферы, органического вещества, первичных морских карбонатов (известняков, доломитов, мелов). Определение характерных долей углерода из трех названных резервуаров может послужить вкладом в установление баланса этого компонента парникового углекислого газа в системе атмо-био-гидролитосфера, что является одной из важнейших геоэкологических проблем.

13.1. Взаимодействие «вода–карбонатные минералы» и проблема долговременного депонирования атмогенного и органогенного углерода

Исследования содержания CO₂ в воздушных включениях антарктического льда, вскрытого в скважинах Восток, Тэйлор Доум, Доум Конкордия, привели к двум важным выводам, касающимся проблемы глобальных климатических изменений: современная концентрация CO₂ в атмосфере (~ 320 объемных частей на миллион) является наиболее высокой за последние 420 тыс. л.; современная скорость роста содержания CO₂ (~ 180 объемных частей на миллион за столетие) беспрецедентна по крайней мере для последних 20 тыс. л. [336]. Именно с ростом концентрации CO₂ (в меньшей степени CH₄) связывается современное глобальное потепление в рамках большинства моделей.

Идея обусловленности глобального потепления усиленной техногенной эмиссией в атмосферу парниковых газов определила необходимость понимания естественного баланса углерода на Земле в системе атмо-био-лито-ги-дросфера и вызвала волну исследований в этой области.

По современным оценкам всего на Земле имеется 51893,5 млрд т углерода: 38000 млрд т (73,2 %) в растворенном виде в Океане; 6000 (11,6 %) в морских осадках; 4500 (8,67 %) в угольных залежах; 1600 (3,08 %) в наземном мертвом органическом веществе почв и торфяников; 740 (1,43 %) в атмосфере; 550 (1,06 %) в наземных растениях; 500 (0,96 %) в нефти и газе; 1,5 (0,003 %) в морских растениях и столько же в морских животных; 0,5 млрд т (0,001 %) в наземных животных.

Установлено, что одни ландшафты, местности, регионы являются поставщиками углерода в атмосферу, другие – его поглотителями из атмосферы. Ландшафты, в которых атмосферный углерод депонируется (секвестрируется) и надолго выводится из процесса обмена с атмосферой, являются экологически благоприятными ландшафтами.

Подсчеты глобального баланса углерода в континентальных экосистемах учитывают, как правило, атмо-био-гидросферные резервуары, относительно быстро обменивающиеся углеродом, и не принимают во внимание трудную для анализа литосферную компоненту. Вероятно, в связи с этим возникла проблема так называемых «потерянных» стоков углерода [336]. Согласно сводкам глобального баланса источников и стоков углерода оказывается, что 10–20 % этого химического элемента выходит из атмосферы и депонируется в неизвестных (неучтенных) резервуарах. В качестве одной из причин проблемы потерянных стоков на континенте называют недостаточное понимание баланса углерода в процессах растворения и образования карбонатов [356].

Большое значение водно-карбонатных взаимодействий в процессах перемещения углерода между различными фазами (резервуарами) вытекает из простых рассуждений.

При растворении кальцита по схеме CaCO₃ (твердая фаза) + $H_2O + CO_2$ (газ) $\rightarrow 2HCO_3^-$ (раствор) + Ca²⁺ (раствор) углекислый газ поглощается, и его компоненты мигрируют в растворе в составе гидрокарбонат-иона (HCO_3^-). Такой химический механизм приводит к секвестрированию значительного количества изначально атмосферного углерода в жидкой среде. Масштаб поглощения углерода из атмосферы в результате растворения карбонатных минералов иллюстрируется следующей цифрой: на карстовых территориях Китая (~ 900 тыс. км²) поглощается 1,77 · 10¹³ г CO₂ в год [356].

При осаждении кальцита по реакции Ca^{2+} (раствор) + 2HCO₃⁻ (раствор) \rightarrow CaCO₃ (твердая фаза) + H₂O + CO₂ (газ) происходит выделение углекислого газа (хотя половина углерода из раствора перемещается в твердую фазу). Если карбонатообразование осуществляется вблизи раздела воды и атмосферы (например, при формировании источниковых туфов и травертинов, у самой поверхности почвы), то выделяющаяся углекислота уходит в атмосферу и усиливает парниковый эффект. Например, установлено, что в крупнейшей травертиновой залежи мира Памуккале в Турции при образовании одной тонны кальцита в атмосферу выделяется 120 кг углерода в составе CO₂.

Если же кальцит осаждается на некоторой глубине в толще породы или воды, то значительная часть выделившегося CO_2 расходуется на нейтрализацию щелочности по реакции $CO_2 + OH^- = HCO_3^- и$, следовательно, уходит в водный перенос (секвестрируется в подземных или поверхностных водах).

Роль карбонатообразования (кальцитообразования) в формировании баланса углекислого газа (в частности, в долговременном его депонировании) изучена недостаточно. Это во многом связано с трудностями диагностики источника (атмосферного, органогенного, литогенного) атомов углерода в CaCO₃. Установить долю этих составляющих можно только методом стабильных изотопов. Величина δ^{13} С в кальците в равновесии с изотопным составом углерода атмосферного CO₂ составляет 4...5 ‰ (PDB), органогенного CO₂ (в ландшафтах с абсолютным доминированием растений класса C₃, в том числе в Беларуси) – –14...–12 ‰, а в равновесии с литогенным (происходящим из обломочных морских карбонатов) углеродом – примерно 0 ‰. Таким образом, атомы углерода каждого из трех источников имеют четкую изотопно-углеродную метку.

13.2. Соотношение ¹³С/¹²С в карбонатах и депонирование углерода различного генезиса

Ниже обсуждаются данные, полученные при изотопных исследованиях нескольких разностей четвертичных аутигенных карбонатов: педогенных; локализованных в подпочвенной части терригенных толщ; озерных и источниковых; продуктов карбонатизации бетона. Также анализируются опубликованные данные об изотопном составе РНУ подземных вод [100].

13.2.1. Педогенные карбонаты

Во многих регионах планеты карбонатные минералы заключают весьма значительную часть почвенного углерода. Например, в Китае запасы органического углерода в верхнем метровом слое почвы составляют 83,8 Гт, а карбонатного углерода – 77,9 Гт, для полного профиля почвы эти величины составляют соответственно 147,9 и 234,2 Гт [171].

Относительно возможности накопления атмосферного углерода в аутигенной части почвенных карбонатов имеются различные мнения. Согласно одному из них, накопление атмосферного углерода в педогенных карбонатах возможно только в результате карбонатообразования на некарбонатном субстрате, т.е. в результате силикатного выветривания [271]. Согласно другому мнению, педогенные кальциты (включая сформировавшиеся на карбонатных породах) являются значительным стоком атмосферного углерода. Так, в Европейской России в течение двух эпох активного карбонатообразования 3750 и 2300 л.н. в педогенных карбонатах депонировался атмосферный углерод со скоростью 2,2 кг/м² в год в черноземных почвах, 1,13 кг/м² в год – в темно-каштановых, 0,86 кг/м² в год – в светло-каштановых [204]. В педогенных карбонатах степных черноземных почв провинции Саскачеван (Канада) накоплено 134 кг/м² атмосферного углерода, а в той же составляющей серых лесных почв – 165 кг/м². Скорости его накопления в этих видах почв составили на послеледниковом отрезке времени соответственно 8,3 и 14,3 г/м² в год [263]. Почвы секвестрировали в 1,4 раза больше углерода в педогенных карбонатах, чем в ОВ.

В Беларуси аутигенные кальциты осаждаются из растворов на глубине, обусловленной возрастом почвы (как правило, в иллювиальном горизонте В, хотя в древних почвах могут быть сосредоточены ниже этого горизонта). Наше исследование основано на анализе карбонатов, отобранных из дерново-подзолистых почв в 24 пунктах Беларуси и 8 пунктах Польши. Соотношения стабильных изотопов были измерены в 108 образцах нескольких морфологических разностей. Объекты исследования были разделены на два блока: 1) мелкие и крупные ризоконкреции, кутаны, выполнения полостей из экспонированных на поверхность активных почв (карбонаты, имеющие возраст, близкий к современному, или условно современные карбонаты); 2) эллипсоидальные и неправильные полые нодули из поверхностных и неглубоко погребенных почв (карбонатные тела, образование которых продолжалось в течение всего голоцена – условно голоценовые карбонаты).

Средняя величина δ^{13} С современных карбонатов (n = 79) составила –8,5, а голоценовых (n = 29) – –9,5 ‰. При этом в исследованной выборке многие образцы характеризуются величинами δ^{13} С, равными –12…–11 ‰. Среднее



Рис. 97. Индекс насыщения ($M_{\rm K}$) грунтовых вод Беларуси относительно кальцита (если $M_{\rm K} > 0$, возможно осаждение кальцита, если $M_{\rm K} < 0$ – растворение) (на врезке – сетка опробования)

значение δ^{13} С обломочных карбонатов (n = 15) из материнских горизонтов почв – -0,3 ‰ при диапазоне вариаций –1,4...2,6 ‰.

Таким образом, доля органогенного углерода в карбонатных образованиях составляет 70–80 %. С учетом наличия в них какой-то части обломочных карбонатов можно принять характерную долю углерода органогенного происхождения в педогенных карбонатах, равной 90 %. Из этого следует, что почвенные аутигенные кальциты секвестрируют органогенный (изначально атмосферный) углерод минерализующегося гумусового горизонта, т.е. переводят элемент в более долговременное хранилище (время пребывания углерода в гумусовом горизонте – 200–300 лет, а в педогенных конкрециях – десятки тысяч лет).

Для определения запасов органогенного углерода в педогенных кальцитах Беларуси требуется знание их объема, который можно оценить лишь весьма приближенно. Изолинейная карта индекса насыщения грунтовых вод относительно кальцита ($U_{\rm k}$) (рис. 97), построенная в результате термодинамического моделирования при помощи компьютерной программы SOLMINEQ-88 на основании обсчета данных примерно 3000 химических анализов воды, показывает, что площади распространения грунтовых вод, насыщенных и перенасыщенных относительно кальцита, занимают примерно 10 % территории Беларуси. Именно в этих ареалах следует ожидать активного педогенного кальцитообразования. Пункты локализации находок педогенных карбонатов (рис. 98, *a*) ложатся в ареалы насыщенных относительно кальцита вод ($U_{\rm k} > 0$), а также в ареалы вод, близких к насыщению ($0 > U_{\rm k} > -0,5$).



Рис. 98. Локализация находок аутигенных карбонатов в почвах (*a*) и в подпочвенной части моренных и флювиогляциальных отложений (б) Беларуси на фоне карты-схемы индекса насыщения грунтовых вод относительно кальцита: 1 – воды, близкие к состоянию насыщения (0 > И_к > −0,5), 2 – воды насыщенные и перенасыщенные (И_к > 0)

Принимая площадь распространения педогенных карбонатов, равной 1/10 территории Беларуси, характерную мощность горизонта карбонатообразования – 20 см, плотность породы – 1,5 т/м³, долю аутигенных карбонатов – 10 %, можно заключить, что в форме педогенных карбонатов на площади страны находится 5,605 Гт органогенного (изначально атмосферного) углерода.

13.2.2. Карбонаты подпочвенной части четвертичных отложений

Мы располагали рядом определений состава стабильных изотопов углерода в кальците тел карбонатной цементации из отложений, локализованных в подпочвенной части четвертичной толщи на территориях Беларуси и Польши, а также в аллотигенных известняках и доломитах. Изученные карбонатные тела были отобраны в отложениях сожского возраста. Глубины залегания карбонатных образований варьировали от нескольких до 30 м. Значения δ¹³С в конкрециях из моренных образований составляют –10,6...–8,1 ‰ (характерная величина –9,6 ‰), в конкрециях из флювиогляциальных отложений – 10,9...–6,7 ‰ (–9,1 ‰), в карбонатном материале мощных конгломератов и толщ, нарушенных гляциотектоникой, – –10,9...–3,3 ‰ (–8,4 ‰), в аллотигенных морских карбонатах – –1,4...+ 2,6 ‰ (–0,3 ‰).

Видим, что величины δ^{13} С, характерные для трех групп аутигенных тел (-9,6; -9,1 и -8,4 ‰) свидетельствуют о состоянии изотопной системы, недалеком от равновесия с ОВ. Величина -9,6 ‰ в валовых карбонатах может индицировать полное равновесие изотопного состава аутигенной фазы с углеродом органического происхождения (δ^{13} C = ~ -12 ‰) в том случае, если в смеси «аутигенные плюс обломочные карбонаты» последние (δ^{13} C = ~ 0 ‰) содержатся в количестве 20 %. Следует сказать, что такая значительная примесь обломочных кальцитов и доломитов в составе валовых карбонатов встречается редко. Поэтому в составе аутигенных кальцитовых фаз часто все же имеется незначительная доля атомов углерода, происходящих из аллотигенных морских карбонатов. Тем не менее близость к равновесию с углеродом органического генезиса является типичной чертой изотопного состава вторичного кальцита из подпочвенной части четвертичной толщи.

Характерную долю органогенного углерода в составе аутигенных карбонатов рассматриваемой категории можно принять равной 90 %. Из изложенного следует, что гипергенный кальцит, локализованный на глубинах от нескольких метров до нескольких десятков метров, является продуктом долговременного стока (десятки–сотни тысяч лет) органогенного (изначально атмогенного) углерода, выведенного из подземной водной миграции. Его запасы предположительно можно считать по крайней мере на порядок превышающими таковые в педогенных карбонатах (первые десятки гигатонн). Пункты локализации находок рассматриваемых гипергенных кальцитов ложатся в те же ареалы индекса насыщения грунтовых вод, что и места обнаружения педогенных карбонатов (рис. 98, δ).

13.2.3. Озерные и источниковые карбонаты

Фактический материал для характеристики озерных и источниковых карбонатов получен на основании изотопного исследования образцов из ряда месторождений (Адров, Мощеное, Нарочь, Оконо, Птичь, Теклиц, Сергеевское). Описание разрезов и бассейнов осадконакопления приведено в главе 5, а возраст отложений и характерные значения δ^{13} С карбонатов даны в табл. 55.

Месторождение	Возраст отложений	Диапазон вариаций	Медиана
Адров, Оршанский район	Средний дриас–бореал	-13,99,0	-11,6
Мощеное, Дзержинский район	Бореал-суббореал	-9,51,5	-5,5
Нарочь, Мядельский район	Атлантика-настоящее время	-1,53,9	1,5
<i>Оконо</i> , Лепельский район	Поздний дриас–атлантика 1	-3,41,0	-0,9
Птичь, Минский район	Аллеред-атлантика 1	-11,68,0	-10,1
Теклиц, Лепельский район	Пребореал–атлантика	-27,26,1	-11,9
Сергеевское, Пуховичский район	Средний дриас-настоящее время	-2,25,5	2,6

Таблица 55. Изотопный состав углерода (б¹³С, % PDB) озерных и источниковых кальцитов Беларуси

В разрезе отложений палеоозера Адров δ^{13} С изменяется от -13,9 до -9,0 ‰ при медианной величине -11,6 ‰. Здесь изотопный состав углерода карбонатов находится в равновесии или вблизи равновесия с изотопным составом органогенного (почвенного) углерода.

В карбонатных отложениях палеоозера Мощеное величина δ^{13} С укладывается в диапазон от -9,5 до -1,5 ‰ при медианном значении -5,5 ‰.

В известковых отложениях озера Нарочь величина δ¹³С изменяется от –1,5 до 3,9 ‰ при среднем значении 1,5 ‰. Изотопный состав углерода кальцита оказывается весьма тяжелым и близким к равновесию с изотопным составом углерода атмосферного углекислого газа (4...5 ‰). Это обусловлено медленным водообменом в крупнейшем белорусском озере, где полная смена водной массы осуществляется за 12–13 лет.

В осадках озера Оконо минимальное, максимальное и медианное значения δ^{13} С составляют –3,4, 1,0, и –0,9 ‰ соответственно. Они типичны для карбонатов, осадившихся в условиях, близких к равновесию с изотопным составом углерода атмосферного CO₂, и характерны для озер с длительным временем пребывания воды.

В известковых туфах месторождения Птичь крайние значения δ¹³С (–11,6... –8,0 ‰) и медиана –10,1 ‰ типичны для пресноводных карбонатов, осаждающихся из текучих вод, и отражают условия, близкие к равновесию с углеродом почвенного происхождения [166].

В карбонатах из озера Теклиц значения δ^{13} С попадают в экстремально широкий диапазон в 21,1 ‰ (от -27,2 до -6,1 ‰). Однако медианное значение

(-11,9 ‰) типично для пресноводных карбонатов, осадившихся из текучих вод в равновесии с углеродом почвенного пула.

В пределах части толщи осадков озера Сергеевского, содержащей преимущественно аутигенный кальцит, величина δ^{13} С изменяется от –2,2 до 5,5 ‰ при среднем значении 2,6 ‰. Эти величины указывают на состояние, близкое к равновесию с изотопным составом углерода атмосферного углекислого газа (4...5 ‰) и очень далекое от равновесия с δ^{13} С углерода органического вещества (~ –12 ‰).

Таким образом, величина δ^{13} С озерных кальцитов варьирует в широком диапазоне: от величин, равновесных с изотопным составом органического углерода до величин, равновесных с соотношением $^{13}C/^{12}$ С атмосферного углерода.

Наиболее примечательны изотопно-тяжелые кальциты, заключающие преимущественно углерод, извлеченный напрямую из атмосферы. Из этого следует, что относительно застойные (в гидрологическом смысле) озера-карбонатонакопители являются мгновенными поглотителями атмосферного углекислого газа.

Так, например, в карбонатах озера Сергеевского атмосферный углерод составляет 89 %. Зная запасы карбонатного сапропеля в озере, равные 6133 тыс. м³ [63], плотность сухой породы (~ 1,3 т/м³), долю органического вещества (~ 30 %), можно подсчитать, что в донных отложениях депонировано 468,3 тыс. т углерода, выведенного непосредственно из атмосферы и 57,9 тыс. т углерода, поступившего из атмосферы через посредство органического резервуара.

В целом в карбонатных сапропелях Беларуси, запасы которых исчисляются величиной 156,4 млн м³ [63], захоронено 15,6 млн т, или 0,0156 Гт углерода, происходящего главным образом из почвенного и частично из атмосферного пула.

13.2.4. Натечные карбонатные образования на бетонных сооружениях

Анализируя процесс секвестрирования атмосферного углерода в минералах, нельзя обойти вниманием специфическую разновидность аутигенных кальцитовых тел, широко распространенных в техногенном ландшафте на бетонных сооружениях. Это морфологически сходные со спелеотемами (хотя и значительно уступающие им по размерам и возрасту) карбонатные образования, формирующиеся на нижних поверхностях мостов и карнизов зданий (сталактиты), а также соответствующие им сталагмиты.

Исследования таких объектов в Беларуси [49] показали, что в местах дефектов строительных конструкций силикат кальция (основой компонент портландцемента, составной части бетона) реагирует с атмосферной водой. При этом образуется раствор Ca(OH)₂, имеющий сильнощелочную реакцию. Вытекая в виде капли, он моментально реагирует с воздушным CO₂ с образованием кальцита. Благодаря очень высокому pH и большому содержанию кальция раствор оказывается «буферным» по отношению к углекислоте. Именно поэтому сталактиты – карбонатные, а в фильтрате раствора карбонат-ион отсутствует. Техногенные «спелеотемы» образуются гораздо быстрее, чем природные сталактиты и сталагмиты, и их углерод имеет исключительно атмосферное происхождение, а не наследуется из каменного субстрата или OB.

Для доказательства атмосферного происхождения углерода в продуктах карбонатизации бетона не требуется специальных дополнительных (в том числе изотопных) исследований. Тем не менее были измерены соотношения ¹³C/¹²C для проверки того, фиксируется ли в сталактитах и сталагмитах (продуктах чрезвычайно быстрого карбонатообразования) изотопная метка атмосферного углерода [89]. Исследовалось 120 проб из нескольких десятков пунктов Минска, а также из других мест Беларуси. В частности, сталактиты (реже сталагмиты) отбирались на автомобильных мостах, пересекающих долины 13 рек.

Медианные величины δ¹³С кальцита натечных образований оказались весьма низкими (-24,0 ‰), причем, если в сталактитах диапазон варьирования широк (примерно 16 ‰), то в сталагмитах, где состав осреднен за несколько лет, вариации малы (всего 3 ‰). Кинетический эффект, как следствие ураганного осаждения твердой фазы, облегчает изотопный состав углерода на 25– 27 ‰ по сравнению с тем, который должен фиксироваться в кальците при изотопном равновесии с углеродом атмосферы. Таким образом, углерод продуктов карбонатизации бетона, несмотря на атмосферное происхождение, не несет атмосферной изотопно-углеродной метки.

Выявленные в белорусских техногенных натечных образованиях величины δ^{13} С сходны с обнаруженными в сталагмитах и сталактитах, развивающихся в туннелях плотины гидроэлектростанции Уцзянду (г. Гуйчжоу) и в ее окрестностях [272]. Так, техногенные сталагмиты в этом пункте Китая характеризуются значением δ^{13} С = -28,7 ‰, а сталактиты – значением, составляющим -19,5 ‰. Это намного ниже величин, характерных для естественных сталагмитов и сталактитов, формирующихся в близлежащих карстовых пещерах (-11,1 и -10,9 ‰ соответственно).

Китайские исследователи подсчитали, что в результате карбонатизации бетона в глобальном масштабе из воздуха выводится 10⁸ тонн углерода в год, что почти уравновешивает его эмиссию в результате мирового производства бетона.

13.3. Соотношение ¹³С/¹²С в подземных водах и сток атмо-биогенного углерода

Одним из наиболее значительных резервуаров углерода, выведенного из обмена с атмосферой, являются подземные воды. Считается, что в абсолютно некарбонатных породах-коллекторах весь гидрокарбонат-ион атмо-биогенный, а в чисто карбонатных – одна половина гидрокарбоната литогенная, а другая –

атмо-биогенная [147]. Провести же разбраковку этих двух генетических компонентов в водах отложений различной степени карбонатности очень нелегко. Помощь в этом может оказать информация о соотношениях стабильных изотопов ¹³C/¹²C в бикарбонат-ионе подземных вод.

Данные Н. Д. Михайлова и др. [100] по минским водозаборам указывают на доминирование органогенного углерода в составе гидрокарбонат-иона в подземных водах днепровско-сожского горизонта на минских водозаборах. Так, для водозабора Новинки средняя величина δ^{13} С в 35 пробах с глубин 20– 60 м составила –12,6 ‰ (диапазон вариации от –14,3 до –10,9 ‰), для водозабора Зеленовка (23–64 м) – –12,7 ‰ (–15,2...–10,4 ‰). Значение δ^{13} С органогенного углерода в ионе HCO₃⁻ принимается равным –15,0 ‰. Нетрудно подсчитать, что характерные доли биогенного и литогенного (δ^{13} С = 0 ‰) углерода составляют 84–85 и 15–16 % соответственно.

Эти сведения помогают оценить скорости выноса органогенного (изначально атмосферного) углерода с подземными водами на основании знания величины подземного водного стока HCO_3^- . Карта-схема модуля подземного выноса гидрокарбонат-иона (рис. 99) построена в результате обсчета данных 3000 химических анализов подземных вод и данных о меженном стоке 120 малых белорусских рек с площадью бассейна от 500 до 2000 км².



Рис. 99. Модуль подземного выноса иона HCO₃⁻ (мг·с⁻¹/км²) с территории Беларуси

Согласно расчетам Н.А. Махнача и А.В. Матвеева [90], с территории Беларуси в составе подземных вод удаляется 15,2 т/км² гидрокарбонат-иона в год. Поскольку на территории распространены как некарбонатные, так и в той или иной мере карбонатные водовмещающие отложения, характерная доля органогенного растворенного углерода должна быть более 85 %. В первом приближении ее можно оценить в 90 %. В таком случае скорости и масштабы удаляения органогенного (изначально атмосферного) углерода из органического (почвенного) пула оцениваются следующими цифрами. В год удаляется 13,7 т/км² гидрокарбонат-иона, или 2,7 т/км² углерода; со всей территории Беларуси удаляется 560,52 тыс. т углерода в год, что в 1,5 раза больше, чем депонируется, по данным В. Раковича [116], в современных живых торфяниках. На протяжении голоцена удалено 6445,98 млн т (6,445 Гт) органогенного углерода.

Из рис. 99 можно получить представление о пространственной изменчивости темпов удаления углерода с подземными водами. Так, темпы секвестрирования углерода в воде на Ошмянской и Новогрудской возвышенностях в 4 и более раз выше, чем в Гомельском Полесье.

* * *

Показаны возможность и необходимость применения метода стабильных изотопов в процедуре оценки масштабов депонирования атмосферного и органогенного углерода в четвертичной толще (в составе аутигенных карбонатных минералов и иона HCO₃⁻ подземных вод). Необходимость учета значений δ^{13} С обусловлена тем, что только при помощи этого показателя можно установить доли литогенного, атмосферного и органогенного углерода.

Результаты выполненных количественных оценок величин и скоростей депонирования углерода на территории Беларуси сводятся к следующему.

1. Характерная доля органогенного углерода в педогенных карбонатах составляет 90 %. Из этого следует, что почвенные аутигенные кальциты секвестрируют углерод (изначально атмосферный) минерализующегося гумусового горизонта, т.е. переводят этот химический элемент в более долговременное хранилище (время пребывания углерода в гумусовом горизонте – 200–300 лет, а в педогенных конкрециях – десятки тысяч лет). В форме педогенных карбонатов на площади страны находится 5,605 Гт органогенного (изначально атмосферного) углерода.

2. Характерная доля органогенного углерода в составе аутигенных карбонатов из подпочвенной части четвертичных отложений также исчисляется величиной примерно 90 %. Гипергенный кальцит, локализованный на глубинах от нескольких метров до нескольких десятков метров, является долговременным (десятки–сотни тысяч лет) стоком органогенного (изначально атмогенного) углерода, выведенного из подземной водной миграции. Его запасы предположительно можно считать, по крайней мере на порядок, превышающими таковые в педогенных карбонатах (первые десятки гигатонн). 3. Изотопный состав углерода озерных кальцитов варьирует в широком диапазоне – от величин δ¹³С, равновесных с изотопным составом органического углерода, до величин, равновесных с составом атмосферного углерода. Относительно застойные (в гидрологическом смысле) озера-карбонатонакопители являются мгновенными поглотителями атмосферного углекислого газа. Так, например, в карбонатах озера Сергеевского атмосферный углерод составляет 89 %. В донных отложениях депонировано 468,3 тыс. т углерода, выведенного непосредственно из атмосферы и 57,9 тыс. т углерода, поступившего из атмосферы через посредство органического резервуара. В карбонатных сапропелях Беларуси в целом захоронено 15,6 млн т (0,0156 Гт) углерода, происходящего главным образом из почвенного и частично атмосферного пула.

4. Одним из наиболее значительных резервуаров углерода, выведенного из обмена с атмосферой, являются подземные воды. В ионе HCO₃⁻ подземных вод, мигрирующих на глубинах до 60 м, характерные доли биогенного и литогенного углерода составляют 85 и 15 % соответственно. С поверхности территории Беларуси удаляется в подземные воды 560,52 тыс. т углерода в год; на протяжении голоцена было удалено 6445,98 млн т (6,445 Гт) углерода.

5. Продукты карбонатизации бетона (натечные образования на зданиях) являются единственной разновидностью аутигенных карбонатов, формирующихся в условиях умеренного гумидного климата (и в Беларуси, в частности) на бескарбонатном субстрате. Специфический химический механизм кристаллизации обусловливает исключительно атмосферный генезис их углерода. Медианная величина δ^{13} С кальцита натечных образований весьма низкая (–24,0 ‰): кинетический эффект, как следствие ураганного осаждения твердой фазы, облегчает изотопный состав углерода на 25–27 ‰ по сравнению с тем, который должен фиксироваться в кальците при изотопном равновесии с углеродом атмосферы. Таким образом, углерод продуктов карбонатизации бетона, несмотря на атмосферное происхождение, не несет атмосферной изотопно-углеродной метки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В конце глав или параграфов монографии даны выводы по обсуждаемым в них вопросам. Здесь очень коротко приведем самые важные результаты.

В части изучения дочетвертичных отложений Беларуси освещены вопросы изотопной хемостратиграфии и дана характеристика изотопных индикаторов обстановок седиментогенеза, диагенеза и катагенеза.

Подтвержден среднерифейский возраст полесского горизонта и позднерифейский – лапичского. В северо-западной части Беларуси выявлен изотопный сигнал глобального биотического события Иревикен в шейнвудском веке венлокской эпохи раннего силура, отмеченный положительным экскурсом δ^{13} C значительной амплитуды. Такой же экскурс, маркирующий событие Мулде, выявлен на рубеже отложений гомерского яруса нижнего силура и горстийского яруса верхнего силура на юго-западе страны. С помощью изотопно-хемостратиграфического подхода установлено, что самым древним эвапоритовым бассейном на территории Беларуси был силурийский, а не среднедевонский, как считалось. В нижне-среднедевонском разрезе Жлобинской седловины и в зоне ее сочленения с Оршанской впадиной выявлен ряд изотопных сигналов региональных палеогеографических событий (эпизоды эвапоритизации, активизации континентального стока, углубления и обмеления бассейна, перерывы в седиментации). Установлена приуроченность этих изотопных сигналов к отдельным частям разреза (стратиграфическим подразделениям, литологическим пачкам и интервалам). В верхнефаменской сланценосной толще Припятского прогиба выявлена и аргументирована с палеогеографических позиций изотопно-углеродная специализация пород бедных и богатых органическим веществом. В отложениях верхнего мела на юго-востоке Беларуси выявлены изотопные сигналы океанских аноксических событий на границах сеноман-турон (OAE 2) и коньяк-сантон (OAE 3), трассирующихся положительным сдвигом δ^{13} С и отрицательным – δ^{18} О.

Установлены стадиальная и генетическая специфика поведения изотопов углерода, кислорода и серы в галогенезе хлоридного (девон Припятского прогиба) и сульфатного (пермь Прикаспийской впадины) типов, а также изотопно-геохимические особенности эвапоритов, сформировавшихся в пермское время в условиях рециклинга девонских солей в Припятском прогибе. Дана изотопная (углерод, кислород) характеристика условий седиментогенеза франских сланценосных отложений в кальдерах диатрем на Жлобинской седловине, глубоководных и мелководных глинисто-карбонатных литофаций нижнего фамена в Припятском прогибе, визейских образований в белорусской части Волынской моноклинали.

На основании результатов исследований изотопов углерода, кислорода и серы реконструированы условия диагенеза при формировании карбонатных конкреций в верхнедевонских отложениях и сульфидных конкреций в карбоновых (паралических) и юрских (континентальных) угленосных отложениях Беларуси.

По результатам изучения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных минералах, локализованных в трещинах и кавернах межсолевых и подсолевых верхнедевонских пород Припятского прогиба предложены индикаторы элизионного катагенеза. Сопоставление изотопии кислорода карбонатных прожилков в туфогенных, эффузивных, субвулканических и осадочных породах позволило выявить некоторые особенности развития позднедевонского магматизма на северо-востоке Припятского бассейна. На примере объектов из девонских отложений Северной и Средней Беларуси показано, что изотопы углерода и кислорода в кальцитах, выполняющих трещины и каверны в карбонатных породах, могут выступать индикаторами инфильтрационного катагенеза. Путем сравнительного изучения постдиагенетических гипса из верхнепротерозойско-среднедевонских отложений Северной и Средней Беларуси и ангидрита из верхнедевонских – Припятского прогиба и каменноугольно-пермских – Прикаспийской впадины дано обоснование значимости изотопного состава серы сульфатных минералов как индикатора условий галокатагенеза. Определены особенности применения и валидность этого индикатора для осадочно-породных бассейнов с разной геохимической историей.

Исследования изотопных систем кислорода и углерода, функционирующих в процессах **четвертичного** карбонатообразования, позволили предложить:

характеристику региональных и надрегиональных палеоклиматических событий позднего плейстоцена и голоцена Беларуси по изотопным данным;

детализацию и уточнение хроностратиграфической схемы позднеледниковья—голоцена Беларуси на основании интерпретации кислородно-изотопных кривых, полученных по озерным карбонатным отложениям;

изотопные индикаторы (¹³C/¹²C, ¹⁸O/¹⁶O) палеогеографических обстановок четвертичного осадкообразования на территории Беларуси, палеодинамики гидрологического режима озерных водоемов (с характеристикой и датировкой основных гидрологических событий в позднеледниковье–голоцене), изменений трофического режима голоценовых водоемов;

комплексные индикаторы палеогеографических обстановок позднеледниковья-голоцена на основании сравнительного анализа информативности изотопных, палеоботанических и литохимических данных по разрезам карбонатных озерных отложений;

аргументацию возможности и целесообразности применения метода стабильных изотопов углерода для оценки масштабов депонирования атмосферного и органогенного углерода в четвертичной толще;

надрегиональную модель взаимосвязи соотношений ¹⁸O/¹⁶O и ¹³C/¹²C с характеристиками природных обстановок карбонатообразования на примере четвертичных пресноводных кальцитов из ряда районов мира (включая Беларусь).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. *Ажгиревич, Л. Ф.* Закономерности размещения и образования горючих ископаемых / Л. Ф. Ажгиревич. – Минск: Наука и техника, 1986. – 175 с.

2. *Ажгиревич, Л. Ф.* О влиянии вулканизма на формирование месторождений нефти северо-востока Припятского прогиба / Л. Ф. Ажгиревич, В. П. Корзун // Докл. Акад. наук БССР. – 1984. – Т. 28, № 6. – С. 562–565.

3. *Ажгиревич, Л. Ф.* О термальном воздействии магм на органическое вещество продуктивных горизонтов востока Припятского прогиба / Л. Ф. Ажгиревич, В. П. Корзун // Докл. Акад. наук БССР. – 1976. – Т. 20, № 7. – С. 637–639.

4. *Ажгиревич, Л. Ф.* Сланценосная формация верхнего палеозоя Белоруссии / Л. Ф. Ажгиревич. – Минск: Наука и техника, 1982. – 210 с.

5. Бгатов, В. И. Природа «граптолитовых сланцев» / В. И. Бгатов, В. Г. Матухина // Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. – М.: Наука, 1969. – С. 36–37.

6. *Белый, В. М.* Изотопный состав серы в урановых роллах и его генетическое значение / В. М. Белый, В. И. Виноградов, А. К. Лисицин // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 6. – С. 42–53.

7. Беляев, С. С. Роль метанобразующих и сульфатредуцирующих бактерий в процессах деструкции органического вещества / С. С. Беляев, А. Ю. Леин, М. В. Иванов // Геохимия. – 1981. – № 3. – С. 437–445.

8. *Болотина, Н. М.* Карст района Витебских порогов / Н. М. Болотина, Д. С. Соколов // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1954. – Т. 29 (4). – С. 61–78.

9. *Бушинский, Г. И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины / Г. И. Бушинский. – Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. – 1954. – Вып. 156, № 67. – 308 с.

10. Валяшко, М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей / М. Г. Валяшко. – М.: МГУ, 1962. – 397 с.

11. Ветитейн, В. Е. Поведение изотопов водорода и кислорода в водах зоны водонефтяного контакта (на примере Припятского прогиба и Западной Сибири / В. Е. Ветштейн, В. Г. Артемчук, П. Г. Альтшулер // Геохимия. – 1981. – № 4. – С. 525–531.

12. Власова, Л. С. Формирование изотопного состава водорода и кислорода рассолов в природных условиях на основе модельных расчетов / Л. С. Власова, В. С. Брезгунов // Изотопия природных вод. – М.: Наука, 1978. – С. 119–139.

13. Воды нефтяных и газовых месторождений СССР / Ред. Л. М. Зорькин. – М.: Недра, 1989. – 382 с.

14. *Высоцкий, Э. А.* Калиеносные бассейны мира / Э. А. Высоцкий, Р. Г. Гарецкий, В. З. Кислик. – Минск: Наука и техника, 1988. – 387 с.

15. *Галимов, Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода / Э. М. Галимов. – М.: Недра, 1968. – 226 с. 16. Галимов, Э. М. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций / Э. М. Галимов, Ю. П. Гирин // Геохимия. – 1968. – № 2. – С. 228–233.

17. Галокатагенез ордовикских отложений Восточной Прибалтики и Северо-Западной Белоруссии / А. А. Махнач [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 1984. – № 4. – С. 96–106.

18. Геологический словарь. Т. 2 / Ред. К. Н. Паффенгольц [и др.]. – М.: Недра, 1973. – 456 с.

19. Геология Беларуси / Ред. А. С. Махнач [и др.]. – Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. – 815 с.

20. Геология СССР. Т. 39. Геологическое описание и полезные ископаемые. Литовская ССР / Ред. А. И. Вала, В. К. Гуделис. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 373 с.

21. Гипс в ледниковых отложениях венда и квартера Беларуси / А. А. Махнач [и др.] // Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: материалы междунар. науч. конф. к 100-летию акад. НАН Беларуси А. С. Махнача (Минск, 21–22 ноября 2018 г.). – Минск: СтройМедиаПроект, 2018. – С. 122–126.

22. Горючие сланцы в отложениях речицкого горизонта верхнего девона Жлобинской седловины / Л. Ф. Ажгиревич [и др.] // Докл. Акад. наук Беларуси. – 1996. – Т. 40, № 1. – С. 98–101.

23. *Гриненко, В. А.* Геохимия изотопов серы / В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко. – М.: Наука, 1974. – 274 с.

24. Гулис, Л. Ф. Постседиментационные изменения отложений рифея и нижнего венда Беларуси / Л. Ф. Гулис. – Минск: Ин-т геол. наук АН Беларуси, 1995. – 102 с.

25. Гуцало, Л. К. О закономерностях и факторах, определяющих изменение изотопного состава рассолов в процессе испарения (в связи с критериями генезиса подземных вод) / Л. К. Гуцало // Геохимия. – 1980. – № 11. – С. 1734–1746.

26. Девонская межсолевая толща Припятской впадины (региональные закономерности строения и состава) / А. С. Махнач [и др.]. – Минск: Наука и техника, 1981. – 220 с.

27. Девонские соленосные формации Припятского прогиба / Р. Г. Гарецкий [и др.]. – Минск: Наука и техника, 1982. – 208 с.

28. *Еловичева, Я. К.* Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии / Я. К. Еловичева. – Минск: Наука и техника, 1993. – 90 с.

29. Жарков, М. А. История палеозойского соленакопления / М. А. Жарков. – Новосибирск: Наука, 1978. – 272 с.

30. *Жуховицкая, А. Л.* Геохимия озер Беларуси / А. Л. Жуховицкая, В. А. Генералова. – Минск: Навука і тэхніка, 1991. – 203 с.

31. Зайцев, А. В. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика на северо-западе Русской плиты / А. В. Зайцев, Б. Г. По-кровский // Литология и полезные ископаемые. – 2014. – № 3. – С. 283–291.

32. Зерницкая, В. П. Колебания уровней озер и влажности климата в позднеледниковье и голоцене на территории Беларуси / В. П. Зерницкая, Б. П. Власов, Н. А. Махнач // Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли: тез. докл. междунар. симпозиума. – Петрозаводск, 1998. – С. 36–38.

33. Зерницкая, В. П. Стабильные изотопы углерода и кислорода и пыльцевые спектры в средне-верхнеголоценовых карбонатных осадках озера Нарочь / В. П. Зерницкая, Н. А. Махнач, И. Л. Колосов // Вестн. Брест. ун-та. – 2010. – Т. 34, № 1. – С. 88–98.

34. Зоненшайн, Л. П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М.: Недра, 1990. – Кн. 1. – 328 с.

35. *Иванова, В. В.* Особенности криолитогенеза в лагунных отложениях острова Жохова / В. В. Иванова, М. А. Анисимов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – № 2 (82). – С. 95–105. 36. Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным / М. Г. Валяшко [и др.] // Проблемы соленакопления. Т. 1. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 120–124.

37. Изотопная геология / Ред. Э. Йегер, И. Хунцикер: пер. с англ. – М.: Мир, 1984. – 333 с.

38. Изотопная хемостратиграфия верхнеэмсско-среднеэйфельских отложений в разрезе параметрической скважины Кормянская на Жлобинской седловине / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2019. – № 2 (51). – С. 64–74.

39. Изотопная хемостратиграфия нижне-среднедевонского разреза зоны сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины (параметрическая скважина Быховская) / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2019. – № 1 (50). – С. 136–148.

40. Изотопные показатели постседиментационных преобразований пород ангарской свиты (€₁) Иркутского амфитеатра / В. И. Виноградов [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 6. – С. 655–668.

41. Изотопный состав кислорода и углерода и температура образования акцессорных минералов из эвапоритовых отложений Припятского прогиба / А. А. Махнач [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 6. – С. 628–638.

42. Изотопный состав серы и генезис сероводорода в природных газах Амударьинского бассейна / Г. А. Беленицкая [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 1981. – № 2. – С. 118–138.

43. Изотопный состав углерода и кислорода и условия образования силурийских отложений на юго-западе Беларуси (Волынская моноклиналь, скважина Комаровка 91 з/10) / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2018. – № 2 (49). – С. 145–153.

44. Изотопный состав углерода компонентов ландшафта и его изменения в различных экологических условиях / И. В. Ковда [и др.] // Изв. РАН. Сер. биол. – 2016. – № 2. – С. 216–224.

45. Изотопный состав углерода, кислорода и серы и модель формирования силурийских отложений на северо-западе Беларуси / А. А. Махнач [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – № 1. – С. 3–16.

46. Изотопы углерода и кислорода в верхнемеловых отложениях юго-востока Беларуси – индикаторы условий седиментации / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2016. – № 1 (44). – С. 82–91.

47. Изотопы углерода и кислорода в девонских карбонатных образованиях Беларуси / А. А. Махнач [и др.]. – Минск: Ин-т геол. наук АН Беларуси, 1994. – 96 с.

48. Изотопы углерода и кислорода и условия формирования верхнефаменских сланценосных отложений Припятского прогиба на юге Беларуси / А. А. Махнач [и др.] // Литология и полезные ископаемые. 2020. – № 1. – С. 3–16.

49. К вопросу о минералогии и условиях образования карбонатных сталактитов на бетонных зданиях / А. А. Махнач [и др.] // Геоэкология. – 1994. – № 5. – С. 58–63.

50. К вопросу о строении позднеюрских соленосных отложений Средней Азии / М. А. Жарков [и др.] // Особенности строения осадочных формаций. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 3–18.

51. К открытию нижнепермских соленосных отложений в Припятском прогибе / В. З. Кислик [и др.] // Общие проблемы галогенеза. – М.: Наука, 1985. – С. 209–212.

52. Каныгин, А. В. Об условиях образования граптолитовых сланцев северо-востока СССР / А. В. Каныгин // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. – 1973. – Вып. 47. – С. 58–67.

53. *Капченко, Л. Н.* Связь нефти, рассолов и соли в земной коре / Л. Н. Капченко. – Л.: Недра, 1974. – 184 с.

54. *Кизильштейн, Л. Я.* Образование конкреций сульфидов железа в угольных пластах / Л. Я. Кизильштейн // Литология и полезные ископаемые. – 1974. – № 2. – С. 58–65.

55. *Ковалев, В. А.* Болотные минералого-геохимические системы / В. А. Ковалев. – Минск: Наука и техника, 1985. – 327 с.

56. Ковалевич, В. М. Галогенез и химическая эволюция океана в фанерозое / В. М. Ковалевич. – Киев: Наукова думка, 1990. – 156 с.

57. Копнин, В. И. Геологические системы эвапоритовых бассейнов и их пространственные взаимоотношения / В. И. Копнин // Общие проблемы галогенеза. – М.: Наука, 1985. – С.36–48.

58. Коркутис, В. А. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики / В. А. Коркутис, П. П. Лапинскас, Е. М. Лашков. – М.: Недра, 1972. – 180 с.

59. *Кручек, С. А.* Маркирующие горизонты галитовой подтолщи верхнефаменской соленосной толщи западной части Припятской впадины / С. А. Кручек // Тез. докл. V науч. конф. молодых геологов Белоруссии. – Минск: Изд-во БелНИГРИ, 1973.– С. 6–8.

60. *Кручек, С. А.* О силурийских отложениях Островецкой площадки северо-западной части Белорусской антеклизы / С. А. Кручек, Д. П. Плакс, В. Ю. Обуховская // Літасфера. – 2014. – № 2 (41). – С. 27–39.

61. *Кудельский, А. В.* Гидрогеология и минеральные воды Беларуси / А. В. Кудельский. – Минск: Беларуская навука, 2017. – 285 с.

62. *Кузьменкова, О. Ф.* Верхнедевонские магматические комплексы юго-востока Беларуси / О. Ф. Кузьменкова, А. Г. Лапцевич, А. А. Носова // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2020. – Т. 64, № 5. – С. 599–608.

63. *Курзо, Б. В.* Генезис и ресурсы сапропелей Белоруссии / Б. В. Курзо, С. В. Богданов. – Минск: Наука и техника, 1989. – 176 с.

64. *Курзо, Б. В.* Закономерности формирования и проблемы использования сапропеля / Б. В. Курзо. – Минск: Беларуская навука, 2005. – 224 с.

65. *Куриленко, В. В.* Современные бассейны эвапоритовой седиментации / В. В. Куриленко. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 1997. – 256 с.

66. *Лапинскас, П. П.* Формации силура Балтийской синеклизы // Тектоника, фации и формации запада Восточно-Европейской платформы / П. П. Лапинскас. – Минск: Наука и техника, 1987. – С. 103–116.

67. *Лапуть, В. А.* Геохимия нефтегазоносных отложений Белоруссии / В. А. Лапуть. – Минск: Наука и техника, 1983. – 214 с.

68. Латерально-временной ряд породных комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма / О. Ф. Кузьменкова [и др.] // Літасфера. – 2020. – № 1 (52). – С. 3–20.

69. *Лебедев, Б. А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах / Б. А. Лебедев. – Л.: Недра, 1992. – 239 с.

70. *Лисицин, А. К.* Зональность изотопного состава сульфидной серы за выклиниванием зон пластовой лимонитизации угленосных пород / А. К. Лисицин, И. А. Кондратьева, Л. П. Носик // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 4. – С. 100–109.

71. Литолого-стратиграфическая характеристика домеловых отложений платформенного чехла юго-запада Беларуси (по результатам изучения разреза скважины Комаровка 91 з/10) / Д. П. Плакс [и др.] // Літасфера. – 2012. – № 2 (37). – С. 3–21.

72. *Мамчур, Г. П.* Геохимия изотопов углерода в процессе галогенеза / Г. П. Мамчур, О. И. Петриченко, О. Л. Ярыныч // VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. – М.: Изд. ГЕОХИ АН СССР, 1978. – С. 34–35.

73. *Манская, С. М.* Геохимия органического вещества / С. М. Манская, Т. В. Дроздова. – М.: Наука, 1964. – 315 с.

74. *Мартма, Т. А.* Изотопные исследования разреза озерной извести озера Тапа (Северная Эстония) / Т. А. Мартма, Р. О. Пиррус, Я.-М. К. Пуннинг // Изотопный и геохимические методы в биологии, геологии и археологии: тез. докл. – Тарту, 1981. – С. 71–74.

75. *Мартма, Т. А.* Изотопные профили озерной извести как индикаторы климатических трендов в голоцене / Т. А. Мартма, Р. О. Пиррус, Я.-М. К. Пуннинг // Озерные карбонаты Нечерноземной зоны СССР. – Пермь, 1985. – С. 60–69.

76. Марушкин, А. И. Геохимические особенности аутигенных карбонатов из девонской соли Днепровско-Донецкой впадины / А. И. Марушкин // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. – М.: Наука, 1985. – С. 171–175.

77. *Матюк, В.* Еще раз о талой воде / В. Матюк // Наука и жизнь. – 2014. – № 7. – С. 65–66.

78. *Махнач, А. А.* Изотопный состав серы сульфатных минералов Белоруссии / А. А. Махнач, Г. М. Ефремов, Т. В. Иванова // Докл. Акад. наук БССР. – 1987. – Т. XXXI, № 3. – С. 260–263.

79. *Махнач, А. А.* Изотопный состав углерода в раковинах современных моллюсков Беларуси / А. А. Махнач, А. Ф. Санько // Геохимия. – 1999. – № 7. – С. 719–726.

80. *Махнач, А. А.* Изотопы кислорода и углерода в карбонатном материале визейских отложений на юго-западе Беларуси (скважина Комаровка 91 з/10) / А. А. Махнач, Б. Г. По-кровский // Літасфера. – 2017. – № 1 (46). – С. 150–153.

81. *Махнач, А. А.* Изотопы углерода и кислорода в карбонатных конкрециях и породах верхнедевонской толщи Припятского прогиба / А. А. Махнач // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 6. – С. 614–624.

82. *Махнач, А. А.* Катагенез и подземные воды / А. А. Махнач. – Минск: Наука и техника, 1989. – 335 с.

83. *Махнач, А. А.* К вопросу об изотопном составе серы и кислорода сульфата морской воды в среднем и позднем девоне / А. А. Махнач, Т. М. Перит, С. Халас // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2005. – Т. 49, № 3. – С. 90–94.

84. *Махнач, А. А.* Об изотопном составе сульфидной серы в угленосных отложениях Беларуси / А. А. Махнач, Г. Д. Стрельцова, И. Л. Колосов / Докл. Акад. наук Беларуси. – 1996. – Т. 40, № 4. – С. 113–117.

85. *Махнач, А. А.* Очерк геологии Беларуси / А. А. Махнач, А. В. Кудельский. – Минск: Беларуская навука, 2019. – 171 с.

86. *Махнач, А. А.* Постседиментационный гипс в рифейско-эйфельских отложениях Белоруссии / А. А. Махнач // Литология и полезные ископаемые. – 1985. – № 1. – С. 59–71.

87. *Махнач, А. А.* Стадиальный анализ литогенеза: учеб. пособие / А. А. Махнач. – Минск: БГУ, 2000 – 255 с.

88. *Махнач, А. С.* Венд Беларуси – один из приоритетных стратотипов вендской системы Восточно-Европейской платформы / А. С. Махнач, Н. В. Веретенников // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2001. – Т. 45, № 2. – С. 123–126.

89. *Махнач, Н. А.* Аутигенные карбонатные минералы в четвертичных отложениях Беларуси / Н. А. Махнач. – Минск: Белорусская наука, 2007. – 215 с.

90. *Махнач, Н. А.* Подземная химическая денудация на территории Беларуси / Н. А. Махнач, А. В. Матвеев // Вес. Нац. акад. навук Беларусі. Сер. хім. навук. – 2009. – № 1. – С. 72–75.

91. *Махнач, Н. А.* Стабильные изотопы углерода и кислорода и спорово-пыльцевые спектры в позднеледниково-голоценовых карбонатных осадках озера Сергеевского, Беларусь / Н. А. Махнач, В. П. Зерницкая, И. Л. Колосов // Літасфера. – 2009. – Т. 30, № 1. – С. 103–114.

92. *Мехтиева, В. Л.* Изотопный состав серы осадков и рассолов современного и древнего Кара-Богаз-Гола / В. Л. Мехтиева // Геохимия. – 1980. – № 5 – С. 745–752.

93. *Михайлов, Н. Д.* Рудные минеральные ассоциации девонских отложений Белоруссии / Н. Д. Михайлов. – Минск: Навука і тэхніка, 1991. – 175 с.

94. Морфология, строение, состав и происхождение залежи силицитов на месторождении Стальное / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2004. – № 2 (21). – С. 63–71.

95. Московский, Г. А. Использование результатов изучения включений в минералах солей для выяснения условий седиментации и расчленения разрезов (районы Эльтона, Баскунчака и северо-западной части прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы) / Г. А. Московский, К. М. Сиротин // Строение и условия образования соленосных формаций. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 44–52.

96. Нацыянальны атлас Беларусі / Ред. М. В. Мясникович [и др.]. – Минск: РУП «Белкартаграфія», 2002. – 292 с.

97. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Книга II. Західний нафтогазоносний регіон / ред. О. Ю. Лукін, Д. С. Гурський. – Київ: Ніка-центр, 2014. – 400 с.

98. *Никаноров, А. М.* Стабильные изотопы в гидрохимии / А. М. Никаноров, Ю. А. Федоров. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 247 с.

99. О возрасте и условиях образования пермских эвапоритов Припятского прогиба / Э. А. Высоцкий [и др.] // Стратиграфия и палеонтология геологических формаций Беларуси: материалы Междунар. науч. конф. к 100-летию чл.-корр. А. В. Фурсенко (Минск, 30–31 янв. 2003 г.). – Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2003. – С. 98–105.

100. О естественной защищенности днепровско-сожского водоносного горизонта района Минска по данным распределения радиоуглерода в подземных водах / Н. Д. Михайлов [и др.] // Літасфера. – 2005. – № 2. – С. 129–136.

101. Об изотопном составе водорода и кислорода жидких макро- и микровключений в солях / Л. К. Гуцало [и др.] // Тез. докл. VII Всесоюз. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. – М.: ГЕОХИ АН СССР, 1978. – С. 151–153.

102. Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива / А. Ю. Леин [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 1979. – № 1. – С. 23–29.

103. Обровец, С. М. Несолевые породы верхнефаменской соленосной толщи Припятского прогиба / С. М. Обровец, А. С. Махнач, В. З. Кислик. – Минск: Наука и техника, 1987. – 128 с.

104. Обуховская, В. Ю. Седиментологические и биотические события в девоне на территории Жлобинской седловины и Северо-Припятского плеча и их палинологические маркеры / В. Ю. Обуховская, Т. Г. Обуховская, С. А. Кручек // Літасфера. – 2012. – № 1 (36). – С. 31–46.

105. Особенности катагенетического распределения изотопов серы в системе сульфат-сульфид девонской толщи Белоруссии / Н. Д. Михайлов [и др.] // Докл. Акад. наук БССР. – 1991. – Т. 35, № 9. – С. 828–831.

106. Особенности силурийского осадконакопления и ассоциаций фауны в краевых бассейнах Прибалтики и Подолии / Р. Э. Эйнасто [и др.] // Теория и опыт экостратиграфии. – Таллинн: Валгус, 1986. – С. 65–72.

107. Палеогеографические условия образования карбонатных отложений озера Нарочь / Я.-М. К. Пуннинг [и др.] // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1988. – С. 101–110.

108. Панкина, Р. Г. Изотопный состав серы эвапоритов современных и древних галогенных формаций Прикаспийской впадины / Р. Г. Панкина, В. Л. Мехтиева, С. М. Гуриева // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. – М.: Наука, 1985. – С. 119–125.

109. *Петтиджон, Ф. Дж.* Осадочные породы (пер. с англ.) / Ф. Дж. Петтиджон. – М.: Недра, 1981. – 751 с.

110. *Плакс, Д. П.* Новые местные стратиграфические подразделения верхнего силура и среднего девона северо-западной части Белорусской антеклизы / Д. П. Плакс, С. А. Кручек, В. Ю. Обуховская // Літасфера. – 2016. № 1 (44). – С. 3–25.

111. Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в Восточно-Кавказском бассейне Северного Перитетиса / Ю. О. Гаврилов [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2013. – № 6. – С. 522–551.

112. Покровский, Б. Г. Условия диагенетического карбонатообразования в кайнозойских отложениях Западной Камчатки по изотопным (С и О) данным / Б. Г. Покровский, Ю. Б. Гладенков // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. – 2017. – № 4, вып. 36. – С. 1–8.

113. Покровский, Б. Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) / Б. Г. Покровский // Изв. Акад. наук СССР. Сер. геол. – 1980. – № 12. – С. 88–98.

114. Полезные ископаемые Беларуси / Ред. П. З. Хомич [и др.]. – Минск: Адукацыя і выхаванне, 2002. – 528 с.

115. Пресные подземные воды Гомельской области: динамика и экология / В. Г. Жогло [и др.]. – Минск: Беларуская навука, 2018. – 176 с.

116. Ракович, В. Изменение гидрохимической роли болот в результате антропогенного вмешательства / В. Ракович // Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии: материалы Междунар. науч. конф. к 100-летию акад. Г. В. Богомолова (Минск, 1–3 июня 2005 г.). Т. 1 – Минск: Ин-т геохимии и геофизики НАН Беларуси, 2005. – С. 170–171.

117. Рифей и венд Белоруссии / А. С. Махнач [и др.]. – Минск: Наука и техника, 1976. – 360 с.

118. *Савельева, О. Л.* Меловые океанские аноксические события: обзор современных представлений / О. Л. Савельева // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. – 2010. – № 1, вып. 15. – С. 45–55.

119. Савельева, О. Л. Ритмичность осадконакопления и следы аноксических событий в меловых (альб-сеноманских) отложениях Восточной Камчатки: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / О. Л. Савельева. – М., 2009. – 25 с.

120. Саускан, В. И. Экология и биопродуктивность океана: учеб. пособие / В. И. Саускан. – Калининград: Калинин. гос. ун-т, 1996. – 72 с.

121. Сахибгареев, Р. С. О связи литологии и литогенеза с геофлюидодинамическими процессами (на примере доманика Русской платформы) в аспекте формирования углеводородных скоплений / Р. С. Сахибгареев // Тр. ВНИГРИ. 1976. – Вып. 387. – С. 47–68.

Свальнов, В. Н. Кальциевый родохрозит в осадках Гватемальской котловины /
В. Н. Свальнов, В. Н. Кулешов // Литология и полезные ископаемые. – 1994. – № 3. – С. 20–35.

123. Связь изотопного состава углерода и химических особенностей рассеянных карбонатов с составом рапы в Припятском позднефаменском бассейне галогенеза / А. А. Махнач [и др.] // Докл. Акад. наук Беларуси. – 1995. – Т. 39, № 5. – С. 83–87.

124. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) / Ю. О. Гаврилов [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 4. С. – 396–424.

125. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов [и др.]. – СПб.: Недра, 1998. – 352 с.

126. Сонненфелд, П. Рассолы и эвапориты / П. Сонненфелд. – М.: Мир, 1988. – 480 с.

127. Стабильные изотопы стронция в сульфатных минералах Беларуси / А. А. Махнач [и др.] // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2000. – Т. 44, № 6. – С. 92–95.

128. Станкевич, Е. Ф. Предпосылки накопления органического вещества в бассейнах галогенеза / Е. Ф. Станкевич // Проблемы соленакопления. Т. 2. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 284–287.

129. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси / В. П. Зерницкая [и др.] // Літасфера. – 2005. – Т. 22, № 1. – С. 157–165.

130. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С. А. Кручек [и др.]. – Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. – 282 с.

131. Стратиграфический кодекс России (изд. 3-е, испр. и доп.) / ред. А. И. Жамойда [и др.]. – Спб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2019. – 96 с.

132. *Страхов, Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли / Н. М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 212 с.

133. Стрельцова, Г. Д. Редкие элементы в сланце- и угленосных отложениях юговостока Беларуси: автореф. дис канд. геол.-минер. наук / Г. Д. Стрельцова. – Минск: Ин-т геол. наук АН Беларуси, 1997. – 19 с.

134. Стрельцова, Г. Д. Состав и структурно-текстурные особенности сульфидной минерализации в сланценосных отложениях Припятского прогиба / Г. Д. Стрельцова // Геология осадочного чехла Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1984. – С. 5–13.

135. Тектоника Припятского прогиба и северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. Сравнительный анализ / Ред. Р. Г. Гарецкий. – Минск: Ин-т геол. наук АН Беларуси, 1995. – 132 с.

136. *Уилсон, Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории: пер. с англ. / Дж. Л. Уилсон. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

137. *Ферронский, В. И.* Изотопия гидросферы / В. И. Ферронский, В. А. Поляков. – М.: Наука, 1983. – 280 с.

138. *Фивег, М. П.* Кара-Богаз-Гол как модель соленакопления прошлого / М. П. Фивег, В. П. Федин // Проблемы соленакопления. Т. 1. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 226–233.

139. Фор, Г. Основы изотопной геологии: пер. с англ. / Г. Фор. – М.: Мир, 1989. – 590 с. 140. Холодов, В. Н. Геохимия осадочного процесса / В. Н. Холодов – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.

141. *Холодов, В. Н.* Новое в познании катагенеза / В. Н. Холодов // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 3. – С. 3–22.

142. *Холодов, В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья) / В. Н. Холодов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. – 1983. – Вып. 372. – 152 с.

143. Хотинский, Н. А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена / Н. А. Хотинский // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М, 1982. – С. 142–147.

144. *Червяцова, О. Я.* Изотопный состав серы сульфатных отложений карстовых пещер Урала / О. Я. Червецова, С. С. Потапов, С. А. Садыков // Изв. УГГУ. – 2016. – Вып. 2 (42). – С. 32–36.

145. *Чумаков, Н. М.* Оледенения Земли / Н. М. Чумаков // Природа. – 2017. – № 7. – С. 17–29.

146. Шайдецкая, В. С. Физико-химические условия образования девонской каменной соли в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины: автореф. дис канд. геол.минер. наук / В. С. Шайдецкая. – Львов: ИГГГИ АН УССР, 1984. – 29 с.

147. Шварцев, С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С. Л. Шварцев. – М.: Недра, 1978. – 278 с.

148. Шиманович, В. М. Палеодинамика рассолов соленосных толщ Припятской впадины / В. М. Шиманович // Докл. Акад. наук БССР. – 1978. – Т. 22, № 9. – С. 821–824. 149. Шиманович, В. М. Процессы доломитизации пород и эволюция подземных рассолов / В. М. Шиманович // Гидрогеология и нефтегазоносность. – Минск: Наука и техника, 1982. – С. 161–178.

150. Энцыклапедыя прыроды Беларусі: у 5 кн. – Мінск: БелСЭ, 1986. – Т. 3. – С. 460.

151. Энцыклапедыя прыроды Беларусі: у 5 кн. – Мінск: БелСЭ, 1986. – Т. 5. – С. 66.

152. *Юдович, Я.* Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

153. *Юдович, Я.* Э. Геохимия черных сланцев / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Л.: Наука, 1988. – 272 с.

154. *Юдович, Я.* Э. Минеральные индикаторы литогенеза / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.

155. *Юдович, Я.* Э. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис // Биосфера. – 2010. – Т. 2, № 2. – С. 231–246.

156. *Юровский, А. 3.* Минеральные компоненты твердых горючих ископаемых / А. 3. Юровский. – М.: Недра, 1968. – 214 с.

157. *Якушко, О. Ф.* Белорусское Поозерье / О. Ф. Якушко. – Минск: Выш. шк., 1971. – 336 с.

158. Яншин, А. Л. 1986. Фосфор и калий в природе / А. Л. Яншин, М. А. Жарков. – Новосибирск: Наука. – 250 с.

159. Япаскурт, О. В. Литология: учеб. пособие / О. В. Япаскурт. – М.: Академия, 2008. – 336 с.

160. *Яржемский, Я. Я.* О генезисе идиоморфного кварца в галогенных породах / Я. Я. Яржемский, Н. В. Мелкова // Литология и полезные ископаемые. – 1976. – № 6. – С. 163–166.

161. A high resolution Late-Glacial isotopic record from Hawes Water, Northwest England. Climatic oscillations: calibration and comparison of palaeotemperature proxies / J. D. Marshall [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – Vol. 185. – P. 25–40.

162. *Abell, P. I.* Oxygen and carbon isotope ratios in gastropods shells as indicators of paleoenvironments in the Afar region of Ethiopia / P. I. Abell, M. A. J. Williams // Palaeo-geography, Palaeolimnology, Palaeoecology. – 1989 – Vol. 74. – P. 265–278.

163. *Aharon, P.* Recent hot brine dolomitization in the Solar Lake, Gulf of Elat, isotopic, chemical and mineralogical study / P. Aharon, Y. Kolodny, E. Sass // J. Geology. – 1977. – Vol. 85. – P. 27–48.

164. *Amdurer, M.* Geochemistry, hydrology and mineralogy of the Sand Bulge area, Laguna Madre Flats, South Texas / M. Amdurer, L. S. Land // J. Sediment. Petrol. – 1982. – Vol. 52, N 3. – P. 703–716.

165. Anderson, L. Holocene climate of the Southwest Yukon Territory, Canada, inferred from lake-level and isotope analyses of small carbonate lakes / L. Anderson. Submitted to the Graduate School of the University Massachusetts Amherst in partial fulfillment of the requirements for the degree Doctor of Philosophy. – Department of Geosciences, May, 2005. – 150 p. 166. Andrews, J. E. Stable isotope records of palaeoclimatic change in a British Holocene tufa / J. E. Andrews, H. M. Pedley, P. F. Dennis // The Holocene. – 1994. – N 4. – P. 349–355.

167. *Apolinarska, K.* Late Weichselian and Holocene palaeoenvironmental changes in northern Poland based on the Lake Skrzynka record / K. Apolinarska, M. Woszczyk, M. Obremska // Boreas. – 2012. – Vol. 41. – P. 292–307.

168. *Apolinarska, K.* Multi-component stable-isotope records from Late Weichselian and early Holocene lake sediments at Imiolki, Poland: palaeoclimatic and methodological implications / K. Apolinarska, D. Hammarlund // Journal of Quaternary Science. – 2009. – Vol. 24. – P. 948–959.
169. *Apolinarska, K.* Reconstructions of the early and middle Holocene climate and environment based on δ^{13} C and δ^{18} O records in biogenic carbonates: Lake Niepruszewske, western Poland / K. Apolinarska // Acta Geologica Polonica. – 2009. – Vol. 59, N 3. – P. 359–370.

170. Apolinarska, K. δ^{18} O and δ^{13} C isotope investigation of the Late Glacial and early Holocene biogenic carbonates from the Lake Lednica sediments, western Poland / K. Apolinarska // Acta Geologica Polonica. – 2009. – Vol. 1. – P. 111–121.

171. Assessment of soil organic and carbonate carbon storage in China / Z. P. Li [et al.] // Geoderma. - 2007. - Vol. 138, N 1-2. - P. 119-126.

172. Atlantic to Urals – the Holocene climatic records of mid-latitude Europe / K. Barber [et al.] // Past Climate variability through Europe and Africa. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2004. – P. 417–442.

173. Ault, W. U. Isotopic geochemistry of sulphur / W. U. Ault, J. L. Kulp // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1959. - Vol. 16. - P. 201-235.

174. *Barker, J. F.* Carbon isotope fractionation during microbial methane oxidation / J. F. Barker, P. Fritz // Nature. – 1981. – Vol. 293. – P. 289–291.

175. Becker, R. T. The Devonian Period / R. T. Becker, F. M. Gradstein, O. Hammer // The Geologic Time Scale 2012. – Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. – P. 559–601.

176. Biogeochemical cycles of carbon and sulphur / W. T. Holser [et al.] // Chemical Cycles in the Evolution of the Earth. – New York: John Wiley & Sons, 1988. – P. 105–173.

177. *Björlykke, K*. Origin of limestone nodules in the Lower Palaeozoic of the Oslo Region / K. Björlykke // Nor. Geol. Tidsskr. – 1973. – Vol. 53. – P. 419–431.

178. *Borchert, H.* Principles of oceanic salt deposition and metamorphism / H. Borchert // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1969. – Vol. 80, N 5. – P. 821–864.

179. *Boutton, T. W.* Stable carbon isotope ratios of natural materials, II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environments / T. W. Boutton // Carbon Isotope Techniques. – New York: Academic Press, 1991. – P. 173–486.

180. Braitsch, O. Salt Deposits: Their Origin and Composition / O. Braitsch. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1971. – 297 p.

181. *Bronk Ramsey, C.* Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program / C. Bronk Ramsey // Radiocarbon. – 1995. – Vol. 37. – P. 425–430.

182. Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates from saliferous deposits of the Pripyat Trough, Belarus / A. Makhnach [et al.] // Sedimentary Geology. 1994. Vol. 94. – P. 85–96.

183. Carbon and oxygen isotope composition of organic matter and carbonates in recent lacustrine sediments / B. Sensuła [et al.] // Geochronometria. -2006. -N 25. -P. 77–94.

184. Cenomanian–Turonian carbonate and organic-carbon isotope records, biostratigraphy and provenance of a key section in NE Sicily, Italy: Palaeoceanographic and palaeogeographic implications / G. Scopelliti [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2008. – 265. – P. 59–77.

185. *Chiba, H.* Oxygen isotope exchange rate between dissolved sulfate and water at hydrothermal temperatures / H. Chiba, H. Sakai // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1985. – Vol. 49. – P. 993–1000.

186. *Clark, I. D.* Environmental Isotopes in Hydrogeology / I. D. Clark, P. Fritz. – New York: Lewis Publishers, 1997. – 328 p.

187. *Claypool, G. E.* The Origin and Distribution of Methane in Marine Sediments / G. E. Claypool, I. R. Kaplan // Natural Gases in Marine Sediments (Marine Science, Vol. 3). – New York: Plenum Press, 1974. – P. 99–140.

188. Climate and environment during the Younger Dryas (GS-1) as reflected by composite stable isotope records of lacustrine carbonates at Torreberga, southern Sweden / D. Hammarlund [et al.] // Journal of Quaternary Science. – 1999. – Vol. 14. – P. 17–28.

189. Climate-induced changes in Holocene calcareous tufa formations, Bohemian Karst, Czech Republic / K. Zak [et al.] // Quaternary International. – 2002. – Vol. 91. N 1. – P. 137–152.

190. Climatic and anthropogenic influence on the stable isotope record from bulk carbonates and ostracodes in Lake Neuchatel, Switzerland, during the last two millennia / M. L. Filippi [et al.] // Journal of Paleolimnology. – 1999. – Vol. 21. – P. 19–34.

191. Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa / E. R. Garnett [et al.] // Journal of Quaternary Science. - 2004. - Vol. 19, N 3. - P. 251-262.

192. Coleman, M. L. Carbon, oxygen and sulphur isotope variations in concretions from the Upper Lias of N. E. England / M. L. Coleman, R. Raiswell // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1981. – Vol. 45. – P. 329–340.

193. Comparative analysis of sulphur isotope behavior in the basins with evaporites of chloride and sulhate types / A. Makhnach [et al.] // Sedimentary Geology. -2000. - Vol. 134. - P. 343–360.

194. Comparative oxygen and carbon isotopic records of Miocene and recent lacustrine Unionid bivalves from Poland / B. Błażejowski [et al.] // Geological Quarterly. – 2013. – Vol. 57, N 1. – P. 113–122.

195. Construction of the Silurian and Devonian seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve / R. E. Denison [et al.] // Chemical Geology. – 1997. – Vol. 140. – P. 109–121.

196. Continuous 60-year stable isotopic and earth-alkalini element records in a modern laminated tufa (Jaruga, river Krka, Croatia): Implications for climate reconstruction / S. Lojen [et al.] // Chemical Geology. – 2009. – Vol. 258. – P. 242–250.

197. Craig, H. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines / H. Craig // Science. – 1966. – Vol. 154, N 3756. – P. 1544–1548.

198. *Curry, B. B.* Unusual carbon and oxygen isotopic ratios of ostracodal calcite from last interglacial (Sangamon episode) lacustrine sediment in Raymond Basin, Illinois, USA / B. B. Curry, T. F. Anderson, K. C. Lohmann // Journal of Paleolimnology. – 1997. – Vol. 17. – P. 421–435

199. *Curtis, C. D.* Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions in enclosing mudstones / C. D. Curtis // J. Geol. Soc. – 1978. – Vol. 135, N 1. – P. 107–117.

200. Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation / W. Dansgaard // Tellus. - 1964. - Vol. 16. - P. 436-468.

201. Degens, E. T. Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites / E. T. Degens, S. Epstein // Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. – 1962. – Vol. 46 – P. 534–542.

202. Dix, G. R. Shallow, subsurface growth and burial alteration of Middle Devonian calcite concretions / G. R. Dix, H. T. Mullins // J. Sediment Petrol. – 1987. – Vol. 57. – P. 140–152.

203. Drummond, C. N. Climatic forcing of carbon-oxygen isotopic covariance in temperateregion marl lakes / C. N. Drummond, W. P. Patterson, J. C. G. Walker // Geology. – 1995. – Vol. 23, N 11. – P.1031–1034.

204. Dynamics of pedogenic carbonate for the last 5000 years and its role as a buffer reservoir for atmospheric carbon dioxide in soils of Russia / Ya. G. Ryskov [et al.] // Global and Planetary Change. -2008. - Vol. 61, N 1. - P. 63–68.

205. *Ehleringer, J. R.* C₄-photosynthesis, atmospheric CO₂, and climate / J. R. Ehleringer, T. E. Cerling, B. R. Helliker // Oecologia. – 1997. – N 112 – P. 285–299.

206. *Einsele, W.* Uber chemische und killoidchemische Vorgange in Eisen-Phosphatsystemeten unter limno-chemische und limnogeologischen Gesichtspunkten / W. Einsele // Arch. Hydrobiol. – 1938. – Vol. 38. – P. 361–387.

207. Environmental factors controlling the δ^{13} C and δ^{18} O variations of recent fluvial tufas: a 12-year record from the Monasterio de Piedra Natural Park (NE Iberian peninsula) / M. C. Osacar [et al.] // Journal of Sedimentary Research. – 2013. – Vol. 83. – P. 309–322.

208. Evidence for high-frequency late Glacial to mid-Holocene (16,800 to 5500 cal yr B. P.) climate variability from oxygen isotope values of Lough Inchiquin, Ireland / A. F. Diefendorf [et al.] // Quaternary Research. – 2006. – Vol. 65. – P. 78–86.

209. Evolution of climate in Central Europe during Late glacial and Holocene: evidence from isotope and palynological records in lacustrine sediments of Polish lakes. Isotop. Techn. Stud. Past and Curr. Environ. Changes Hydrosph. and Atmosph., Vienna, 19–23 April, 1993 / T. Kuc [et al.]. – Vienna, 1993. – P. 433–443.

210. Evolution of Permian seawater: evidence from fluid inclusions in halite / V. M. Kovalevych [et al.] // Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen. – 2002. – Vol. 178. – P. 27–62.

211. Factors controlling the ¹⁸O/¹⁶O and ³⁴S/³²S isotope ratios of ocean sulfates, evaporites and interstitial sulfates from modern deep-sea sediments / I. Zak [et al.] // Isotope marine chemistry. – Tokyo: Uchida Rokakuho, 1980. – P. 339–373.

212. First evidence for the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE 2, "Bonarelli" event) from the Ionian Zone, western continental Greece / V. Karakitsios [et al.] // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). – 2007. – Vol. 96. – P. 343–352.

213. Folk, P. L. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite / P. L. Folk, L. C. Land // Bull. AAPG. – 1975. – Vol. 59, N 1. – P. 60–68.

214. *Friedman, I.* Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest / I. Friedman, J. R. O'Neil. – U. S. Geol. Survey Prof. Paper 440-KK, 1977. – 12 p.

215. *Frogley, M. R.* Historical biogeography and Late Quaternary environmental change of Lake Pamvotis, Ioannina (north-western Greece): evidence from ostracods / M. R. Frogley, H. I. Griffiths, T. H. E. Heaton // Journal of Biogeography. – 2001. – Vol. 28. – P. 745–756.

216. Fronval, T. Oxygen isotope disequilibrium precipitation of calcite in Lake Arreso, Denmark. / T. Fronval, N. B. Jensen, B. Buchardt // Geology. - 1995. - Vol. 23, N 5. - P. 463-466.

217. *Gałka*, *M*. Climate change, vegetation development, and lake level fluctuations in Lake Purwin (NE Poland) during the last 8600 cal BP based on a high resolution plant macrofossil record and stable isotope data (δ^{13} C and δ^{18} O) / M. Gałka, K. Apolinarska // Quaternary International. – 2014. – Vol. 328–329. – P. 213–225.

218. *Gat, J. R.* The heavy isotope enrichment of water in coupled evaporative systems / J. R. Gat, C. Bowser // Stable Isotope Geochemistry: A Tribune to Samuel Epstein // Geochim. Society Special Publication. – 1991. – N 3. – P. 159–168.

219. *Gavish, E.* Recent sabkhas marginal to the southern coasts of Sinai, Red Sea / E. Gavish // Hypersaline Brines and Evaporitic environments. – Amsterdam e.a.: Elsevier, 1980. – P. 233–251.

220. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record for low latitudes / E. L. Grossman [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2008. – 268 – P. 222–233.

221. *Gonfiantini, R.* Effetti isotopici nell'evaporazione di acque salate / R. Gonfiantini // Atti. Soc. Tosc. Sci. Nat. Ser. A. – 1965. – Vol. 72. – P. 550–588.

222. Grossman, E. Stable isotope analysis in live benthic foraminifera from the Southern California Borderland. Ph. D. Thesis / E. Grossman. – Los Angeles: University of Southern California, 1982. – 320 p.

223. *Grossman, E. L.* Oxygen Isotope Stratigraphy / E. L. Grossman // The Geologic Time Scale 2012. – Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. – P. 181–206.

224. *Hardie, L. A.* On the secular variations in the composition of Phanerozoic marine potash evaporites: Comment and Reply / L. A. Hardie // Geology. – 1998. – Vol. 26. – P. 91–96.

225. *Hardie, L. A.* Perspectives dolomitization: A critical view of some current views / L. A. Hardie // J. Sediment. Petrol. – 1987. – Vol. 57 – P. 166–183.

226. *Hardie, L. A.* Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. / L. A. Hardie // Geology. – 1996. – Vol. 24. – P. 279–283.

227. *Harrison, S. P.* Holocene changes in lake levels as climate proxy in Europe / S. P. Harrison, L. Saarse, G. Digerfeldt. – Evaluation of climate proxy data in relation to the European Holocene: Gustav Fischer, Stuttgart, 1991. – P 159–169.

228. Harwood, G. M. Isotopic evidence for U. K. Upper Permian mineralization by bacterial reduction of evaporates / G. M. Harwood, M. L. Coleman // Nature. – 1983. – Vol. 301. – P. 597–599.

229. Hays, P. D. Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental palaeoclimate / P. D. Hays, E. L. Grossman // Geology. - 1991. - Vol. 19. - P. 441-444.

230. *Heard, H. C.* Tectonic implications of gypsum dehydration / H. C. Heard, W. W. Rubey // Geol. Soc. Am. Bull. – 1966. – Vol. 77. – P. 741–760.

231. *Heikkilä, M.* Postglacial climate changes and vegetation responses in northern Europe / M. Heikkilä. – Helsinki: Helsinki University Press, 2010. – 55 p.

232. High-frequency climatic oscillations during the last deglaciation as revealed by oxygenisotope records of benthic organisms (Ammersee, southern Germany) / U. von Grafenstein [et al.] // Journal of Paleolimnology. – 1994. – N 11. – P. 349–357.

233. Holland, H. D. On the secular variations in the composition of Phanerozoic marine potash evaporates / H. D. Holland, J. Horita, W. E. Seyfried // Geology. – 1996. – Vol. 24. – P. 993–996.

234. Hollmann, R. Subsolutions-Fragmente / R. Hollmann // Neues Jb. Geol. Palaönt. Abh. – 1964. – Bd. 119. – S. 22–83.

235. Holocene carbonates from palaeolake Moshchenoe (Minsk Upland, Belarus), palaeoenvironmental implications of stable oxygen and carbon isotope records. XII Konferencja "Stratygrafia Plejstocenu Polski", Zwierzynec, 31 sierpnia – 3 wrzesnia 2005 / N. Makhnach [et al.]. – Warszawa, 2005. – S. 56–58.

236. Holocene stable-isotope stratigraphy at Lough Gur, County Limerick, Western Ireland / K. Ahlberg [et al.] // The Holocene. – 2001. – Vol. 11, N 3. – P. 367–372.

237. Holocene temperature variability in western Ireland: Evidence from limnic ostracode assemblages and stable isotope values / N. E. Tibert [et al.] // Stratigraphy. – 2007. – N 4. – P. 1–9.

238. Holser, W. T. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates / W. T. Holser, I. R. Kaplan // Chemical Geology. – 1966 – Vol. 1. – P. 93–135.

239. *Horvatinčić*, *N*. Differences in the ¹⁴C age, δ^{13} C and δ^{18} O of Holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst / N. Horvatinčić, I. K. Bronić, B. Obelić // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2003. – Vol. 193, N 1. – P. 139–157.

240. Hudec, P. P. Hot brines on Los Roques, Venezuela / P. P. Hudec, P. Sonnenfeld // Science. -1974. - Vol. 185, N 4149.- P. 440-442.

241. *Hudson, J. D.* Stable isotopes and limestone lithification / J. D. Hudson // J. Geol. Soc. London. – 1977. – Vol. 133, N 6. – P. 637–660.

242. Irwin, H. Isotopic evidence for the source of diagenetic carbonate during burial of organic-rich sediments / H. Irwin, C. Curtis, M. Coleman // Nature. – 1977. – Vol. 269. – P. 209–213.

243. Isotopic and geochemical composition of marl lake waters and implications for radiocarbon dating of marl lake sediment / J. V. Turner [et al.] // Canadian Journal of Earth Sciences. -1983. - Vol. 20. - P. 599-615.

244. Isotopic investigations of uppermost sediments from lake Wigry (NE Poland) and its environment / J. Pawlyta [et al.] // Geochronometria. – 2004. – Vol. 23. – P. 71–78.

245. Isotopic variability in the aragonite shells of freshwater gastropods living in springs with nearly constant temperature and isotopic composition / T. M. Shanahan [et al.] // Geochim. Cosmochim. Acta. -2005. -N 69 (16) -P. 3949–3966.

246. Jaffrés, J. B. D. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of longstanding controversy and an improved geological water cycle model for the 3.4 billion years /

J. B. D. Jaffrés, G. A. Shields, K. Wallmann // Earth-Science Reviews. – 2007. – Vol. 83. – P. 83–122.

247. Jenkyns, H. C. Geochemistry of oceanic anoxic events / H. C. Jenkyns // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2010. – Vol. 11, N 3. – Article N Q03004.

248. Jenkyns, H. C. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance / H. C. Jenkyns, A. S. Gale, R. M. Corfield // Geol. Mag. – 1994. – Vol. 131 (1). – P. 1–34.

249. *Jones, R. T.* Lacustrine oxygen isotopic records from temperate marl lakes / R. T. Jones, J. D. Marshall // Pages News. – 2002. – Vol. 10, N 2. – P. 17–19.

250. Jonsson, Ch. E. Stable oxygen and hydrogen isotopes in sub-Arctic lake waters from northern Sweden / Ch. E. Jonsson [et al.] // Journal of Hydrology. - 2009. - N 376. - P. 143-151.

251. *Kalicki, T.* Zapis późnoglacjalnych i holoceńskich zmian klimatu i działalności człowieka w osadach dna i zboczy doliny Ptyczy koło Mińska. / T. Kalicki, A. F. San'ko, G. I. Litvinjuk // Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi. – Dokumentacja Geograficzna 6, 1997. – S. 83–104.

252. *Kalm, V.* Oxygen isotope fractionation in three freshwater ostracod species from early Holocene lacustrine tufa in northern Estonia / V. Kalm, K. Sohar // Journal of Paleolimnology. – 2010. – Vol. 43, N 4. – P. 815–828.

253. *Kampschulte, A.* The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic sea water based on the analysis of structurally substituted sulphate in carbonates / A. Kampschulte, H. Strauss // Chem. Geol. – 2004. – N 204. – P. 255–286.

254. *Kemp, A. L. W.* The mechanism of the bacterial reduction of sulphate and of sulfide from isotope fractionation studies / A. L. W. Kemp, H. G. Thode // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1968. – Vol. 32. – P. 71–91.

255. *Kita, J.* Oxygen isotope fractionation between amorphous silica and water at 34–93°C / J. Kita, S. Taguchi, O. Matsubaya // Nature. – 1985. – Vol. 314. – P. 83–84.

256. *Knauth, L. P.* Isotope geochemistry of fluid inclusions in Permian halite with implications for the isotopic history of ocean water and the origin of saline formation waters / L. P. Knauth, M. A. Beeunas // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1986. – Vol. 50, N 3. – P. 419–433.

257. Knauth, L. P. The hydrogen and oxygen isotope hystory of the Silurian-Permian hydrosphere as determined by direct measurement of fossil water / L. P. Knauth, S. K. Roberts // Stable Isotope Geochemistry: A Tribune to Samuel Epstein // Geochim. Society Special Publication. – 1991. – N 3. – P. 71–104.

258. *Kolodny, Y.* Oxygen isotopes in phosphatic fish remains from Israel; paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters / Y. Kolodny, M. Raab // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1988. – Vol. 64. – P. 59–67.

259. Kovalevich, V. M. Secular variation in seawater chemistry during the Phanerozoic as indicated by brine inclusions in halite / V. M. Kovalevich, T. M. Peryt, O. I. Petrichenko // J. Geol. – 1998. – Vol. 106. – P. 695–712.

260. *Kuc, T.* Niektóre problemy izotopowego zapisu zmian paleoklimatu na podstawe osadów jeziornych. Zeszyty naukowe politechniki Śląskej. Seria: Matematyka–Fizyka, z. 79 / T. Kuc, K. Różański, M. Duliński // Geochronometria. – 1996. – Vol. 13 (1330). – S. 181–191.

261. Lake Gosciaz, Central Poland / M. Ralska-Jasiewiczowa [et al.]. – Krakow: Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, 1998. – 340 p.

262. *Land, L. S.* Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table / L. S. Land // Sedimentology. – 1970. – Vol. 14. – P. 175–185.

263. Landi, A. Origin and rate of pedogenic carbonate accumulation in Saskatchewan soils, Canada / A. Landi, A. R. Mermut, D. W. Anderson // Geoderma. – 2003. – Vol. 117. – P. 143–156.

264. *Lapinskas*, *P*. Structure & Petroliferosity of the Silurian in Lithuania / P. Lapinskas. – Vilnius: Institute of Geology, 2000. – 203 p.

265. Late Glacial and Holocene water-level changes of the Gosciaz Lake, Central Poland, derived from carbon isotope studies of laminated sediment / A. Pazdur [et al.] // Quaternary Science Reviews. – 1995. – Vol. 14. – P. 125–135.

266. Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction from Lakes Ohrid and Prespa (Macedonia/Albania border) using stable isotopes / M. J. Leng [et al.] // Biogeosciences. Discuss. -2010. - N7. - P.3815-3853.

267. Lauterbach S. Lateglacial to Holocene climatic and environmental changes in Europe – multi-proxy studies on lake sediments along a transect from northern Italy to northeastern Poland / S. Lauterbach. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Dr. rer. nat. – Potsdam, 2011. – 150 p.

268. *Lein, A. Y.* Formation of carbonate and sulphide minerals during diagenesis of reduced sediments / A. Y. Lein // Environ. Biogeochim. and Geomicrobiol. Proc. 3rd Int. Wolfenbuttel. V. 1. Mich.: Ann Arbor, 1978. – P. 339–354.

269. Leng, M. J. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives / M. J. Leng, J. D. Marshall // Quaternary Science Reviews. - 2004. - Vol. 23. - P. 811-831.

270. *Liu, B.* Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Mountains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change / B. Liu, F. M. Phillips, A. R. Campbell // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1996. – Vol. 124. – P. 233–246.

271. *Liu*, *Z*. *H*. Is pedogenic carbonate an important CO₂ sink? / Z. H. Liu // Chinese Science Bulletin. – 2010. – P. 1–3.

272. *Liu*, *Z*. Special speleothems in cement-grouting tunnels and their implications of the atmospheric CO₂ sink / Z. Liu, D. He // Environ. Geol. – 1998. – N 35 (4). – P. 258–262.

273. *Lloyd, R. M.* Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation / R. M. Lloyd // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1966. – Vol. 30. – P. 801–814.

274. Lloyd, R. M. Oxygen-18 composition of oceanic sulphate / R. M. Lloyd // Science. – 1967. – Vol. 156. – P. 1228–1231.

275. Lowe, J. J. Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial – Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by INTIMATE project group / J. J. Lowe, W. Z. Hoek, INTIMATE group // Quaternary Science Reviews. – 2001. – Vol. 20. – P. 1175–1187.

276. Lumsden, D. N. Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters / D. N. Lumsden, J. S. Chimahusky // SEPM Special Publication. – 1980. – N 28. – P. 123–137.

277. Makhnach, A. A. Diagenetic gypsum, anhydrite and halite in non-evaporite deposits of the evaporite-bearing basins / A. A. Makhnach // Baltica. – 2008. – Vol. 21, N 1–2. – P. 25–39.

278. Makhnach, N. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial – Early Holocene carbonate sediments of palaeolake Adrov, Belarus. Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego złodowacenia. XIV Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Ciechocinek, 3–7 wrzesnia 2007 / N. Makhnach, V. Zernitskaja, I. Kolosov. – Warszawa, 2007. – S. 83–85.

279. *Matthews, A.* Oxygen isotope fractionation during the dolomitization of calcium carbonate / A. Matthews, A. Katz // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1977. – Vol. 41, N 10. – P. 1431–1438.

280. *McCrossan, R. G.* Sedimentary "boudinage" structures in the Upper Devonian Ireton Formation of Alberta / R. G. McCrossan // J. Sediment. Petrol. – 1958. – Vol. 28. – P. 316–320.

281. *McKenzie, J. A.* Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment / J. A. McKenzie. – Chemical processes in lakes, Willey, 1985. – P. 99–118.

282. *McKenzie, J. A.* Stable-isotope mapping in Messinian evaporative carbonates of central Sicily / L. A. McKenzie // Geology. – 1985. Vol. 13, N 12. – P. 851–854.

283. *Melchin, M. J.* The Silurian Period / M. J. Melchin, P. M. Sadler, B. D. Cramer // The Geologic Time Scale 2012. – Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N. Y., Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. – P. 525–558.

284. *Mirosław-Grabowska, J.* Late Glacial – early Holocene environmental changes in Charzykowskie Lake (northern Poland) based on oxygen and carbon isotopes and Cladocera data / J. Mirosław-Grabowska, E. Zawisza // Quaternary International. – 2013.

285. *Möller, N. K.* The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo Region (Norway) / N. K. Möller, K. Kvingan // Sedimentology. – 1988. – Vol. 35. – P. 405–420.

286. *Morikawa*, *H*. The distribution of secondary minerals and evaporites at Lake Vanda, Victoria Land, Antarctica / H. Morikawa [et al.] // Memoirs of Natural Institute of Polar Research.- 1975. - N 4. - P. 45-59.

287. Morrow, D. W. Diagenesis 2. Dolomite. Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones / D. W. Morrow // Geosci. Gan. - 1982. - Vol. 9, N 2. - P. 95-107.

288. *Mortimer, C. H.* The exchange of dissolved substances between mud and water / C. H. Mortimer // J. Ecol. – 1941. – Vol. 29. – P. 280–329.

289. Multi-proxy evidence for early to mid-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Poland / S. Lauterbach [et al.] // Boreas. – 2010. – Vol. 40. – P. 57–72.

290. Murata, K. Carbon-13 rich diagenetic carbonates in Miocene formations of California and Oregon / K. Murata, I. Friedman, B. M. Madsen // Science. – 1967. – Vol. 156, N 3781. – P. 1484–1486.

291. *Nahnybida, C.* Diagenesis of the Nisku Formation and the origin of late-stage cements / C. Nahnybida, I. Hutcheon, J. Kirker // Can. Miner. – 1982. – Vol. 20. – P. 129–140.

292. *Nance, R. D.* The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance / R. D. Nance, U. Linnemann // GSA Today. – 2008. – Vol. 18, N 12. – P. 4–12.

293. *Nielsen, H.* Schwefel-Isotopenverhдltnisse von Evaporiten aus Deutschland; ein Beitrag zur Kenntnis von S im Meerwasser-Sulfat / H. Nielsen, W. Ricke // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1964. – Vol. 28. – S. 577–591.

294. OECD: Eutrophication of waters, assessment and control. - OECD, Paris, 1982. - 154 p.

295. Oxygen and carbon isotopic composition of Silurian brachiopods: Implications for coeval seawater and glaciations / K. Azmy [et al.] // Geological Society of America Bulletin. – 1998. – Vol. 110 (11). – P. 1499–1512.

296. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, DYE-3, GRIP, GISP 2, Renland and NorthGRIP / S. Johnssen [et al.] // Journal of Quaternary Science. – 2001. – Vol. 16. – P. 299–307.

297. Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian / M. M. Joachimski [et al.] // International Journal of Earth Sciences. – 2004. – Vol. 93 (4). – P. 542–553.

298. Palaeoclimate inferred from δ^{18} O and palaeobotanical indicators in freshwater tufa of Lake Äntu Sinijärv, Estonia. / L. Laumets [et al.] // J. Palaelimnol. – 2014. – Vol. 51. – P. 99–111.

299. Paytan, A. Sulfur Isotope Stratigraphy / A. Paytan, E. T. Gray // The Geologic Time Scale 2012. – Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. – P. 167–180.

300. *Pierre, C.* Carbonate replacements after sulfate evaporites in the Middle Miocene of Egypt / C. Pierre, J. M. Rouchy // Journal of Sedimentary Petrology. – 1988. – Vol. 58, N 3. – P. 446–456.

301. *Pierre, C.* Isotope composition of Messinian sediments from the Mediterranean Sea as indicators of paleoenvironments and diagenesis / C. Pierre, J. C. Fontes // Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj. – 1978. – Vol. 42. – P. 635–650.

302. *Pierre, C.* Oxygen and sulfur isotopes in anhydrites from Givetian and Visean evaporites of Northern France and Belgium / C. Pierre, J.-M. Rouchy // Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section). – 1986. – Vol. 58. – P. 245–252.

303. *Pickering, K. T.* Arcs and back-arc basins in the Lower Paleozoic circum-Atlantic / K. T. Pickering, A. G. Smith // The Island Arc. – 1995. – Vol. – P. 1–67.

304. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification / J. Mangerud [et al.] // Boreas. – 1974. – N 3. – P. 109–128.

305. *Raab, M.* Sulphur isotopic variation during seawater evaporation with fractional crystallization / M. Raab, B. Spiro // Chemical Geology. – 1991. – Vol. 86. – P. 323–333.

306. Rapid hydrological changes during the Holocene revealed by stable isotope records of lacustrine carbonates from Lake Igelsjon, southern Sweden / D. Hammarlund [et al.] // Quaternary Science Reviews. – 2003. – Vol. 22. – P. 353–370.

307. Regional variation in modern radiocarbon ages and the hardwater Effects in Lakes Michigan and Huron / T. C. Moore [et al.] // Journal of Paleolimnology. – 1998. – N 20. – P. 347–351.

308. Revised chronostratigraphic correlation of the Silurian System of North America with global and regional chronostratigraphic units and $\delta^{13}C_{carb}$ chemostratigraphy / B. D. Cramer [et al.] // Lethaia. – 2011. – N 44. – P. 185–202.

309. *Rozanski, K.* Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation / K. Rozanski, L. Araguas-Araguas, R. Gonfiantini // Climate Change in Continental Isotope Records: Geophysical Monograph. – 1978. – 36 p.

310. Saltzman, M. R. Carbon Isotope Stratigraphy / M. R. Saltzman, E. Thomas // The Geologic Time Scale 2012. – Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. – P. 207–232.

311. *Sasaki, A.* Variation in sulfur isotope composition of oceanic sulphate / A. Sasaki // 24th International Geological Congress. Sect. 10. – 1972. – P. 342–345.

312. *Sass, E.* Dolomites and salinity: a comparative geochemical study / E. Sass, A. Bein // Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. SEPM Special Publication. – 1988. – N 43. – P. 223–233.

313. Sass, E. Oxygen-isotope composition of diagenetic calcite in organic-rich rocks: Evidence for ¹⁸O depletion in marine anaerobic pore water / E. Sass, A. Bein, A. Almogi-Labin // Geology. – 1991. – Vol. 19. – P. 839–842.

314. *Schneider, J.* Saltworks natural laboratories for microbiological and geochemical investigations during the evaporation of sea water / J. Schneider, A. G. Herrmann // Fifth Symp. Salt. Vol. 2: Solution Mining, Salt Production, Salt Markets, Nutrition, Environmental Problems / Ed. A. H. Coogan, L. Hauber. – Cleveland, 1980. – P. 371–382.

315. *Schwalb, A.* Lacustrine ostracodes as stable isotope recorders of late-glacial and Holocene environmental dynamics and climate / A. Schwalb, G. Frey, E. S. Deevey // Journal of Paleolimnology. – 2002. – Vol. 28. – P. 267–354.

316. Schwander, J. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core / J. Schwander, U. Eicher, B. Ammann // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoeclogy. – 2000. – Vol. 159. – P. 203–214.

317. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new δ^{13} C carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) / I. Jarvis [et al.] // Geol. Mag. – 2006. – Vol. 143 (5). – P. 561–608.

318. Seppa, H. Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns / H. Seppa, A. Poska // Quaternary Research. -2004. - Vol. 61. - P. 22–31.

319. *Seppa, H.* Pollen-stratigraphical evidence of Holocene hydrological change in northern Fennoscandia supported by independent isotopic data / H. Seppa, D. Hammarlund // Journal of Paleolimnology. – 2000. – Vol. 24. – P. 69–79.

320. *Shearman, D. J.* Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf / D. J. Shearman // Proc. Geol. Soc. Lond. – 1963. – Vol. 1607.– P. 63–64.

321. *Smitch, J. W.* The distribution and isotopic composition of sulfur in coal / J. W. Smitch, B. D. Batts // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1974. – Vol. 38. – P. 121–133.

322. Spencer, R. J. Evaporites / R. J. Spencer, T. K. Lowenstein // Geoscience Canada Reprint Series. – 1990. – Vol. 4. – P. 141–163.

323. Stable isotope and pollen records in marl sections from some Estonian lakes and their palaeoclimatic interpretation / J. M. Punning [et al.] // Estonian geographical studies. -2000. - N 8. - P. 20-34.

324. Stable isotope, fossil Coleoptera and pollen stratigraphy in Late Quaternary sediments from Ontario and New York State / P. Fritz [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1987. – Vol. 58. – P. 183–202.

325. Stable isotopes in recent sediments of Lake Arendsee, NE Germany: response to eutrophication and remediation measures / T. Neumann [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – Vol. 178. – P. 75–90.

326. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial–Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications / N. Makhnach [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – Vol. 209. – P. 73–101.

327. *Stančikaitė, M.* Lateglacial and early Holocene environmental dynamics in northern Lithuania: A multi-proxy record from Ginkūnai Lake / M. Stančikaitė // Quaternary International. – 2015. – V. 357, N 30. – P. 44–57.

328. Starkel, L. Paleogeografia holocenu / L. Starkel. - Warszawa, 1977.

329. *Stemmerik, L.* S isotope studies of shallow water, laminated gypsum and associated evaporites, Upper Permian, East Greenland / L. Stemmerik, J. E. Rouse, B. Spiro // Sedimentary Geology. – 1988. – Vol. 58. – P. 37–46.

330. *Stiller, M.* Extreme carbon-isotope enrichments in evaporating brines / M. Stiller, J. S. Rounick, S. Shasha // Nature. – 1985. – Vol. 316. – P. 434–435.

331. *Stoll, H. M.* High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? / H. M. Stoll, D. P. Schrag // GSA Bulletin – February 2000. – Vol. 112, N 2. – P. 308–319.

332. *Strauss, H.* The isotopic composition of sedimentary sulfur through time / H. Strauss // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1997. – Vol. 132. – P. 97–118.

333. Sulphur isotope evidence for sulphate removal from subsurface brines, Heletz Formation, Lower Cretaceous, Israel / I. Gavriaeli [et al.] // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1995. – Vol. 59. – P. 3525–3533. 334. Superieur-Bathonien inferieur de la Sainte-Victoire / B. Beaundoin [et al.] // C. r. Acad. Sci. Ser. 2. – 1989. – Vol. 308. – P. 641–645.

335. *Talbot, M.* Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments / M. Talbot, K. Kelts // Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs, 1990. – P. 99–112.

336. TAR Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report to the Intergovernmental Panel of Climate Change / Eds. J. T. Houghton [et al.]. – Cambridge: Cambridge University Press, 2001. – 881 p.

337. *Tarutani, T.* The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water / T. Tarutani, R. N. Clayton, T. Mayeda // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1969. – Vol. 33. – P. 987–996.

338. *Tebbut, G. E.* Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric / G. E. Tebbut, C. D. Conley, D. W. Boyd // Univ. Wyoming. Contr. Geology. – 1965. – N 4. – P. 1–13.

339. Temporal patterns in lacustrine stable isotopes as evidence for climate change during the late glacial in the Southern European Alps / W. Finsinger [et al.] // Journal of Paleolimnology. – 2008. – Vol. 40. – P. 885–895.

340. *Teranes, J. L.* Lacustrine oxygen isotope record of 20th-century climate change in central Europe: evaluation of climatic controls on oxygen isotopes in precipitation / J. L. Teranes, J. A. McKenzie // Journal of Paleolimnology. – 2001. – Vol. 26. – P. 131–146.

341. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation / G. E. Claypool [et al.] // Chemical Geology. – 1980. – Vol. 28. – P. 199–260.

342. The Greenland Summit Ice Cores [Electronic Source]. – The National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder, and the World Data Center A for Paleoclimatology. – 1997 (CD-ROM).

343. *Thode, H. G.* Sulfur-isotope geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas / H. G. Thode, J. Monster // Am. Assoc. Petrol. Geologists. – 1965. – Vol. 4. – P. 366–377.

344. Three global carbon isotope shifts in the Silurian of Podolia (Ukraine): stratigraphical implications / D. Kaljo [et al.] // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2007. – Vol. 56, 4. – P. 205–220.

345. Upper Wenlock δ^{13} C chemostratigraphy, conodont biostratigraphy and palaeoecological dynamics in the Ledai-179 drill core (Eastern Lithuania) / S. Radzevićius [et al.] // Estonian Journal of Earth Sciences.– 2014. – Vol. 4, N 63. – P. 293–299.

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

347. Vegetation pattern and sedimentation changes in the context of the Lateglacial climatic events: Case study of Staroje Lake (Eastern Belarus) / V. Zernitskaya [et al.]. – 2014.

348. *Veizer, J.* Correlation of ¹³C/¹²C and ³⁴S/³²S secular variations / J. Veizer, W. T. Holser, C. K. Wilgus // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1980. – Vol. 44. – P. 579–587.

349. *Velichko, V. A.* Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene / V. A. Velichko, A. A. Andreev, V. A. Klimanov // Quaternary international. – 1997. – Vol. 41/42. – P.71–96.

350. *Wanless, H. R.* Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization / H. R. Wanless // J. Sediment. Petrol. – 1979. – Vol. 49. – P. 437–462.

351. *Wennrich, V.* Die spärweichselglaziale und holozäne Klima-und Umweltgeschichte des Mansfelder Landes / Sachsen-Anhalt, abgeleitet aus Seesedimenten des ehemalingen Salzigen Sees / V. Wennrich. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Dr. rer. nat. – Leipzig, 2005. – 150 s.

352. *West, I. M.* Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt / I. M. West, A. Ali Yehia, M. E. Hilmy // Geology. – 1979. – Vol. 7, N 7. – P. 354–358.

353. *Whiticar, M. J.* Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane / M. J. Whiticar // Chem. Geology. – 1999. – Vol. 161. – P. 291–314.

354. *Wiersma, A. P.* Model-data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes / A. P. Wiersma, H. Renssen // Quaternary Science Reviews. – 2006. – Vol. 25, iss. 1–2. – P. 63–88.

355. *Yeh, H.-W.* The extent of oxygen-isotope exchange between clay minerals and sea water / H.-W. Yeh, S. M. Savin // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1976. – Vol. 40. – P. 743–748.

356. Zhongcheng, J. CO₂ source-sink in karst processes in karst areas of China / J. Zhon-gcheng, Y. Daoxian // Episodes. – 1999. – Vol. 22, N 1. – P. 33–35.

357. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater / J. Veizer [et al.] // Chemical Geology. – 1999. – Vol. 161 (1–3). – P. 59–88.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть первая. ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	
Глава 1. Изотопная хемостратиграфия	10
1.1. Изотопы углерода – маркеры средне- и верхнерифейских отложений Волы-	
но-Оршанского палеопрогиба	10
1.2. Вариации изотопного состава углерода, кислорода и серы в силурийских	
отложениях	18
1.2.1. Западные склоны Белорусской антеклизы	19
1.2.2. Волынская моноклиналь	35
1.3. Вариации изотопного состава углерода, кислорода и серы в нижне-средне-	15
1 2 1 Зона соннениях	43
1.3.1. Зона сочленения оршанской впадины и жлобинской седловины	40 60
14 Вариации изотопного состава серы и кислорода сульфата морской волы	00
в среднем и позднем девоне (на материале белорусских и украинских объектов)	73
1.5. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в верхнефаменских	
сланценосных отложениях Припятского прогиба	77
1.5.1. Литология	78
1.5.2. Геохимия изотопов	81
1.6. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в верхнемеловых отло-	
жениях на юго-востоке Беларуси	91
Глава 2. Изотопные индикаторы обстановок седиментогенеза	98
2.1. Изотопы углерода и кислорода – индикаторы условий позднедевонского	98
211 Изотопная индикация разнообразия обстановок солеобразования	99
2.1.2. Изотопы углерода и химический состав акцессорных карбонатов в солях	,,
на отрезке эвапоритового процесса от галитовой к карналлитовой стадии	114
2.1.3. Изотопы кислорода и температура образования акцессорных кальцита,	
доломита и кварца в солях	119
2.2. Изотопы серы в бассейнах с эвапоритами хлоридного и сульфатного типов	
(Припятский прогиб и Прикаспийская впадина)	128
2.3. Изотопы серы как индикаторы возраста и условий формирования пермской	
эвапоритовой толщи Припятского прогиба	140
2.4. Изотопы углерода и кислорода и условия образования франских горючих	142
сланцев в кальдерах диатрем на жлооинскои седловине	143
2.5. изотопы углерода и кислорода в мелководных и депрессионных межсо-	147
ловых пижпефаменских отложениях принятского прогиоа	14/
ских отложений на юго-запале Беларуси (Волынская моноклиналь)	150
······································	0

371

Глава 3. Изотопные индикаторы обстановок диагенеза	155
3.1. Изотопы углерода и кислорода – индикаторы условий образования карбо- натных конкреций и пород желваковой фации в верхнедевонской толще При- пятского прогиба	155
3.1.1. Литологическая характеристика объектов изучения	156
3.1.2. Изотопный состав углерода и кислорода «бессульфидных» и сульфидсо- держащих конкреций	163
3.1.3. Распределение значений б ¹³ С и б ¹⁸ О внутри конкреций	166
3.1.4. Природа желваковой литофации: конкреции или деформированные слои?	168
3.2. Изотопы серы сульфидных конкреций в угленосных отложениях карбона и юры Беларуси – индикаторы условий торфообразования	170
Глава 4. Изотопные индикаторы обстановок катагенеза	175
4.1. Изотопы углерода и кислорода в карбонатных минералах из трещин и ка-	
верн в межсолевых и подсолевых девонских отложениях Припятского прогиба	
как индикаторы элизионного катагенеза	175
4.2. Изотопы кислорода в прожилковых карбонатах и карбонатных породах об-	
ласти развития позднедевонского магматизма на северо-востоке Припятского	
прогиба	184
4.5. изотопы углерода и кислорода в кальците из трещин и каверн в девонских отложениях Северной и Средней Беларуси как индикаторы инфильтрационного	
катагенеза	193
4.4. Изотопы серы в сульфатных минералах как индикаторы галокатагенеза	211
4.4.1. Верхнепротерозойско-среднедевонские отложения Северной и Средней Беларуси	212
4.4.2. Специфика бассейнов с эвапоритами хлоридного и сульфатного типов:	
Припятский прогиб и Прикаспийская впадина	220
Часть вторая. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	
Глава 5. Объекты, пункты и фактический материал исследований	230
Глава 6. Теоретические представления о фракционировании изотопов кислорода и углерода в процессах пресноводного континентального карбонатообра- зования	237
Глава 7. Возможности изотопной индикации обстановок четвертичного осадко- образования по индивидуальным образцам и фрагментарным «архивам»	242
Глава 8. Изотопная индикация палеоклиматических событий позднего плей-	
стоцена-голоцена	254
8.1. Традиционные представления о палеоклимате позднего плейстоцена и го- лоцена	254
8.2. Реконструкция климатических условий по изотопным данным	256
8.3. Изотопы, палеоклимат и хроностратиграфическая схема позднеледниковья-	272
1 олоцена. 8.4. Приемы инликации палеоклиматических обстановок, основани не на интер	213
претации трендов в вертикальных профилях б ¹⁸ О и б ¹³ С	277

Глава 9. Изотопная индикация гидрологического режима позднеледниково- голоценовых озерных водоемов	282
Глава 10. Изотопная индикация трофического режима позднеледниково-голо-	• • • •
ценовых озерных водоемов	290
10.1. Традиционные методы оценки динамики эвтрофирования	291
10.2. Известные модели фракционирования изотопов при карбонатообразовании	
в процессе эвтрофирования водоемов	292
10.3. Индикация изменений трофического статуса и газового режима озера Сергеевского	294
10.4. Индикация трофического статуса водоемов на основании исследования	
раковин современных моллюсков	297
Глава 11. Сравнительный анализ информативности изотопных и других инди-	
каторов палеогеографических событий и обстановок в позднеледниковье-	307
	507
П.І. Отражение надрегиональных событий в изотопных, литохимических и па-	200
линологических «архивах» информации	308
11.1.1. Позднедриасовыи стадиал и его «окрестности»	308
11.1.2. Холодное событие 8200 календарных лет назад	310
11.1.3. Климатический оптимум голоцена	312
11.2. Общая палеоклиматическая информация, заключенная в динамике изотоп-	214
ных показателей и содержаний пыльцы <i>Picea</i> и <i>Alnus</i>	314
11.3. Сопоставление корреляционных моделеи, основанных на анализе изотоп-	216
ных кривых и палинологических событии	316
Глава 12. Надрегиональная модель взаимосвязи отношений ¹⁸ O/ ¹⁶ O и ¹³ C/ ¹² C	
с характеристиками обстановок карбонатообразования	320
12.1. Отношение ¹⁸ О/ ¹⁶ О и температура воздуха	328
12.2. Отношение ¹³ С/ ¹² С и степень искажения воздушно-температурного изо-	
топно-кислородного сигнала	330
12.3. Отношение ¹³ С/ ¹² С и степень проточности водоемов-карбонатонакопителей	332
Глава 13. Изотопная оценка масштабов депонирования атмогенного и органо-	
генного углерода в четвертичной толще	336
13.1. Взаимолействие «вола-карбонатные минералы» и проблема долговремен-	
чого лепонирования атмогенного и органогенного углерода	336
13.2 Соотношение ${}^{13}C/{}^{12}C$ в карбонатах и депонирование углерода пазличного	550
генезиса	338
13.2.1. Пелогенные карбонаты	338
13.2.2. Карбонаты полпочвенной части четвертичных отложений	341
13.2.3. Озерные и источниковые карбонаты	342
13.2.4. Натечные карбонатные образования на бетонных сооружениях	343
13.3. Соотношение ${}^{13}C/{}^{12}C$ в полземных волах и сток атмо-биогенного углерода	344
19.9. Состношение Слев подземных водах и сток атмо-оногенного утверода	577
Заключение	348
Список использованных источников	351

Научное издание

Махнач Анатолий Александрович Махнач Николай Александрович Покровский Борис Глебович

ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ БЕЛАРУСИ

Редактор Я. В. Рощина Художественный редактор И. Т. Мохнач Технический редактор М. В. Савицкая Компьютерная верстка Ю. А. Агейчик

Подписано в печать 01.02.2022. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать цифровая. Усл. печ. л. 30,39. Уч.-изд. л. 24,8. Тираж 120 экз. Заказ 17.

Издатель и полиграфическое исполнение: Республиканское унитарное предприятие «Издательский дом «Беларуская навука». Свидетельства о государственной регистрации издателя, изготовителя, распространителя печатных изданий № 1/18 от 02.08.2013, № 2/196 от 05.04.2017. Ул. Ф. Скорины, 40, 220141, г. Минск.