

# ПЕРИОДЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ И НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ В РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ: ОБЩАЯ ПРИЧИНА

Э.М. Галимов

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Эл. почта: galimov@geokhi.ru

Статья поступила в редакцию 11.05.2016; принята к печати 31.05.2016

Из анализа истории изменений изотопного состава органического и карбонатного углерода в нефтесодержащих осадочных породах следует возможность того, что вспышки вулканической активности могли вызывать изменения в биосфере, приводившие как к похолоданию, так и к отложению органических веществ бактериального происхождения, способствовавшему образованию нефти.

*Ключевые слова:* образование нефти, вулканическая активность, оледенение, докембрий, фанерозой, изотопы углерода.

## GLACIATION AND OIL FORMATION PERIODS IN THE EARLY HISTORY OF THE EARTH: THEIR COMMON CAUSE

E.M. Galimov

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

An analysis of the history of changes in the isotope composition of organic and carbonate carbon in oil-bearing sediments suggests that the outbreaks of volcanic activity could trigger changes in the biosphere resulting in both, decreasing temperature and increasing sedimentation of organic matter of bacterial origin, which is favorable for oil formation.

*Keywords:* oil formation, volcanic activity, glaciation, Precambrian, Phanerozoic, carbon isotopes

Периоды оледенений случались в течение всей истории Земли. В докембрии оледенения носили более мощный характер. В архее известно Понгольское оледенение, датированное возрастом около 2,9 млрд лет [37]. Гуронское оледенение относится к периоду 2,4–2,1 млрд лет [29]. Мощные и хорошо документированные оледенения описаны в среднем и позднем протерозое: Стертское (710–735 млн лет), Марино (635–665 млн лет) и Гаскье (~580 млн лет) [24].

Большинство гипотез так или иначе связывают глобальные изменения климата с ролью парниковых газов, например, периоды потепления – с поступлением  $\text{CH}_4$  в результате массового высвобождения метана из газгидратов в осадочных отложениях, охлаждение – с выветриванием суши в низких широтах [25], трапповым магматизмом [22, 32], усилением облачности [18]. Недавно была предложена гипотеза, связывающая оледенения с выделением эукариотами специфических аэрозолей, способствующих возникновению облачности, уменьшающей прозрачность атмосферы [19].

Баланс углерода на поверхности Земли определяется соотношением объемов углекислоты, поступающей в поверхностные резервуары (вулканизм, метаморфизм, выветривание) и уводимой с поверхности Земли (захоронения в осадках органического и карбонатного углерода). Этот баланс определяет текущее содержание углекислоты в атмосфере, которая в свою очередь является главным регулятором климата.

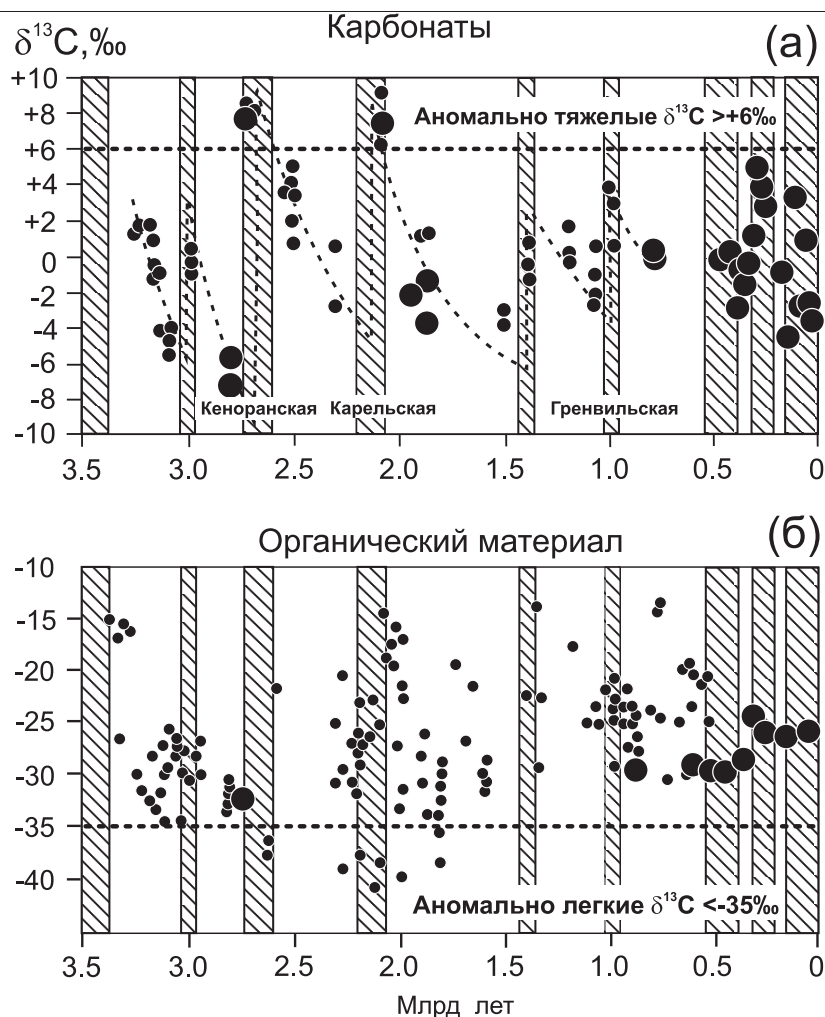
Равновесие это весьма хрупкое. Резкие смещения баланса приводят к катастрофическим событиям.

Высокое содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере вызывает необратимый разогрев поверхностной оболочки планеты, как это случилось с Венерой.

Снижение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере ведет к охлаждению. Расчеты показывают, что пороговая концентрация  $\text{CO}_2$ , ниже которой происходит замерзание всей поверхности мирового океана, составляет 110 миллионных долей [19]. Это всего лишь в три раза меньше современной концентрации  $\text{CO}_2$ .

Другие факторы могут смягчить или, наоборот, усилить эффект, зависящий от концентрации  $\text{CO}_2$ . Например, присутствие аэрозолей и в среднем более высокая облачность могут усилить эффект охлаждения. Водяные пары, напротив, оказывают парниковый эффект.

Чувствительным индикатором состояния цикла углерода является изотопный состав углерода компонентов углеродного цикла: органического и карбонатного углерода. Изотопный состав карбонатов в среднем колеблется вокруг значений соотношения изотопов  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ), близких к 0. Но он не оставался неизменным в течение геологического времени [21]. Значительные отклонения имели место в докембрии. Впервые аномально обогащенные тяжелым изотопом углерода ( $^{13}\text{C}$ ) карбонаты были установлены нами в докембрии [4] с использованием замечательной коллекции образцов А.Б. Ронина. Были зарегистрированы значения  $\delta^{13}\text{C}$  от +8 до +10‰, в то время как в фанерозое изотопный состав карбонатов колеблется в среднем от –1 до +1‰. На рис. 1 воспроизведена диаграмма из более поздней работы [20], но основанной на данных 1973 г. Как видно, вариации  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов коррели-



**Рис. 1.** Вариации изотопного состава карбонатного (А) и органического (Б) углерода в истории Земли.

1 – индивидуальные образцы; 2 – сложно-смешанные пробы по А.Б. Ронову. Заштрихованы эпохи тектонической активизации [20]

руют с эпохами активного тектонизма. Изотопный состав органического вещества тесной корреляции с изотопным составом карбонатов не показывает.

Позже М. Шидловский [34] описал обогащенные изотопом  $^{13}\text{C}$  карбонаты из формации Ламагунди в Южной Африке.

В последующие годы явление аномального обогащения карбонатов изотопом  $^{13}\text{C}$  отмечалось многими исследователями, например [36, 24, 28].

В Восточной Сибири изучены несколько разрезов, где отмечаются периоды аномально высоких значений  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов, сменяющихся аномально низкими. Например, в пределах патомского нагорья Восточной Сибири выделяется дальнетайгинская серия (относимая к среднему или позднему рифею), характеризующаяся высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов от +4 до +8‰, которые на границе с жуинской серией (относимой к позднему или раннему венду) сменяется карбонатами, резко обогащенными легкими изотопами ( $\delta^{13}\text{C}$  от –5 до –10‰) [13].

Формирование отложений жуинской свиты датируют концом или периодом сразу после ледниковой эпохи Марино (580–600 млн лет) [13], а отложения Дальнетайгинской серии – к периоду до 630–650 млн лет. Следовательно, обогащенные  $^{13}\text{C}$  карбонаты относятся к периоду, предшествовавшему оледенению Марино, а  $\text{C}^{12}$ -обогащенные карбонаты – к лед-

никовому или непосредственно послеледниковому периоду.

Рифейский комплекс в Восточной Сибири был изучен также в пределах Хараулахского поднятия [17], расположенного на северо-востоке Сибирской платформы. Здесь также в карбонатных отложениях, относимых к эсэлэхской и нэлэгерской свитам, доминируют обогащенные по  $^{13}\text{C}$  карбонаты со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от +4 до +8‰, которые в сизьтанчанской свите сменяются карбонатами, резко обогащенными  $^{12}\text{C}$ -изотопом (до –8‰). Возможно, разрез с высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов в Харлаулахском поднятии соответствует дальнетайгинской серии Патомского нагорья с возрастом от 635 до 580 млн лет. А негативный сдвиг, фиксируемый в породах сизьтанчанских карбонатов, соответствует такому же сдвигу в жуинской свите [17]. Это указывает на распространение соответствующих обстановок в пределах всей Восточносибирской платформы, хотя уточнение корреляций затруднено из-за отсутствия надежных радиометрических данных.

Обычно обогащенные по  $^{13}\text{C}$  карбонаты образуют в разрезе толщи мощностью в сотни метров, в то время как аномально обогащенные легким изотопом карбонаты образуют слои всего в несколько метров. Они часто перекрывают диамиктиты ледникового происхождения [13].

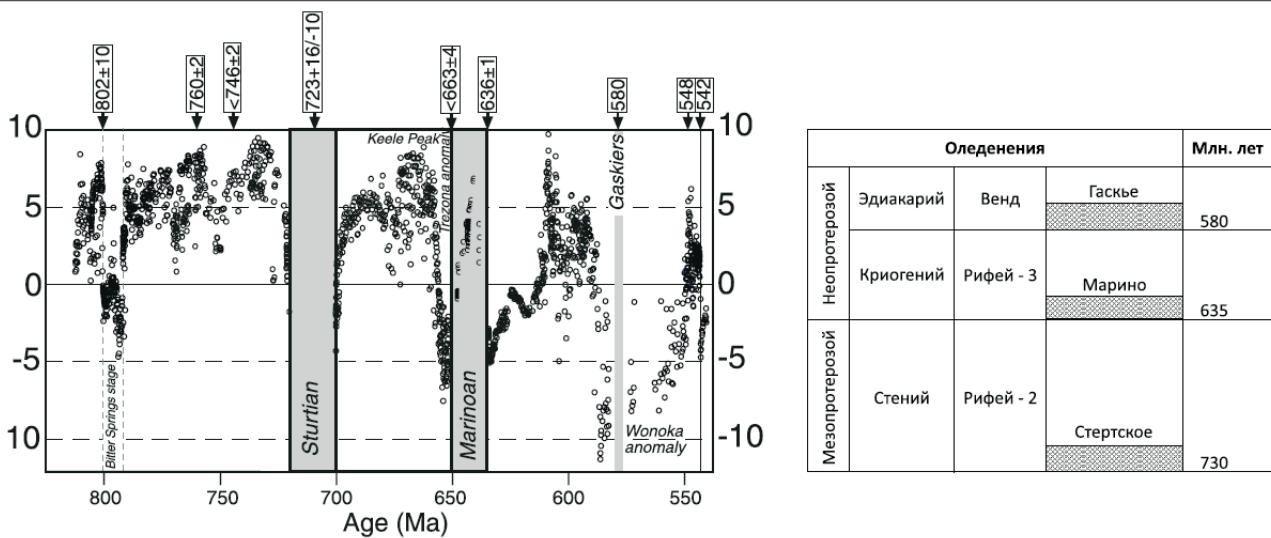


Рис. 2. Глобальные оледенения в неопротерозое (по [24] с модификациями)

Как отмечено, к сожалению, абсолютные датировки этих событий в разных геологических разрезах недостаточно точны. Поэтому трудно дать обобщенную картину глобальных изменений. Тенденции подобны в разных районах, но неточность корреляций не позволяет сравнивать детали.

Обобщение, представленное на рис. 2, взятое из работы Хальверсона и др. [24], вероятно, наиболее достоверно. Из него следует, что периоды, свободные от оледенения, характеризуются отложениями карбонатов, обогащенных изотопом  $^{13}\text{C}$ . Непосредственно предшествует оледенению начало негативного сдвига. Отложения обедненных изотопом  $^{13}\text{C}$  карбонатов продолжается в течение всего периода оледенения. В конце оледенения изотопный состав карбонатов выходит на линию, близкую к  $\delta^{13}\text{C} = 0$ , которую, видимо, можно считать земной нормой.

Обратимся теперь к нефтям в докембрии. Они установлены во многих районах мира: Австралии, Омане, Пакистане, в Северной и Южной Америке. Наиболее значительные месторождения обнаружены в Восточной Сибири.

Большая часть их находится в пределах Лена-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Здесь выделяют несколько структурных единиц: Непско-Ботубинскую антеклизу, Байкальскую антеклизу, Катангскую седловину между ними, Ангаро-Ленскую ступень. На Непско-Ботубинской антеклизе находятся Чаяндинское, Верхнечонское, Талаканское, Средне-Ботубинское месторождения. Углеводороды залегают в отложениях венда. В пределах Байкитской антеклизы расположена крупнейшая Юрубчено-Тохомская нефтегазоносная зона. Осадочный комплекс в основном представлен рифейскими отложениями, которые имеют здесь мощность порядка 3500–3800 м. На Ангаро-Ленской ступени расположено Ковыктинское газоконденсатное месторождение, являющееся крупнейшим углеводородным скоплением, обнаруженным до сих пор в докембрии.

Геологи рассматривают в качестве нефтепроизводящих отложения рифея и венда в пределах Байкало-Патомского нагорья. В рифейское время они представляли собой депрессии, в которых накапливались толщи осадков огромной мощности до 11000 метров

[7, 10, 15]. В доступных для исследования частях разреза обнаружены слои, значительно обогащенные органическим углеродом, иногда до 15–16%. Они могли служить нефтематеринскими породами.

Особенностью докембрийских нефтей Восточной Сибири является их аномальная обогащенность изотопом  $^{12}\text{C}$ . Большинство нефтей имеет изотопный состав углерода от  $-32$  до  $-36\%$  (табл. 1). Напомним, что в фанерозое нефтяные месторождения, составляющие основу современной добычи, имеют изотопный состав нефтей, характеризующийся большей частью величинами  $\delta^{13}\text{C}$  в пределах от  $-27$  до  $-29\%$ .

Углеводородный состав Восточносибирских докембрийских нефтей также необычен [9, 10, 16]. Среди стеранов  $\text{C}_{27}$ – $\text{C}_{29}$  в нефтях Восточной Сибири преобладают этил-холестаны ( $\text{C}_{29}$ ), в то время как в фанерозойских нефтях морского происхождения преобладают стераны  $\text{C}_{27}$ . Другая особенность состоит в том, что разветвленные алканы имеют метильные замещения в средней части цепи, по атомам углерода 12 и 13 [1], в то время как в фанерозойских нефтях это редкость. Изоалканы преимущественно имеют разветвления у второго и третьего атомов углерода [12].

Анализ показывает, что необычный изотопный и химический состав имеют не только нефти Восточной Сибири, но и протерозойские нефти в других районах мира.

Данные, приведенные в табл. 2, показывают, что нефти Омана, например, имеют величины  $\delta^{13}\text{C}$ , близкие к  $-36\%$ , и также характеризуются преобладанием  $\text{C}_{29}$ -стерана и присутствием  $\text{C}_{12}$ - и  $\text{C}_{13}$ -изоалканов [23]. То же самое наблюдается в нефтях Индии и Пакистана (бассейн *Vikaner-Nagaug*). Здесь изотопный состав углерода нефтей характеризуется значением  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-32,4$  до  $-37,0\%$  и преобладанием  $\text{C}_{29}$  среди стеранов [31].

Ниже я хочу предложить модель, связывающую явления обогащенности карбонатов изотопом  $^{13}\text{C}$  с периодами оледенения и вулканической активности.

Баланс углерода и изотопный баланс связаны между собой. На рис. 3 показана модифицированная (упрощенная) диаграмма из моей работы [21], показывающая изотопный баланс углерода в зависимости

Табл. 1

## Изотопный состав нефти и газа месторождений Лена-Тунгусской провинции. Восточная Сибирь\*

Тектоническая структура, месторождение	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰		Возраст вмещающих отложений
	нефть	газ	
Непско-Ботуобинская антеклиза, Среднее по 12 месторождениям	-34,5 (от -36,0 до -32,9)	-42,6...-30,1	Венд-кембрий
Байкитская антеклиза, Юрубчано-Тахомская зона	-33,5	-42,5...-38,5	Рифей
Катангская седловина, Собинское	-34,1	-41,1...-37,5	Венд
Ангаро-Ленская ступень, Ковыктинское	-35,5	-38,4...-28,4	Венд-кембрий

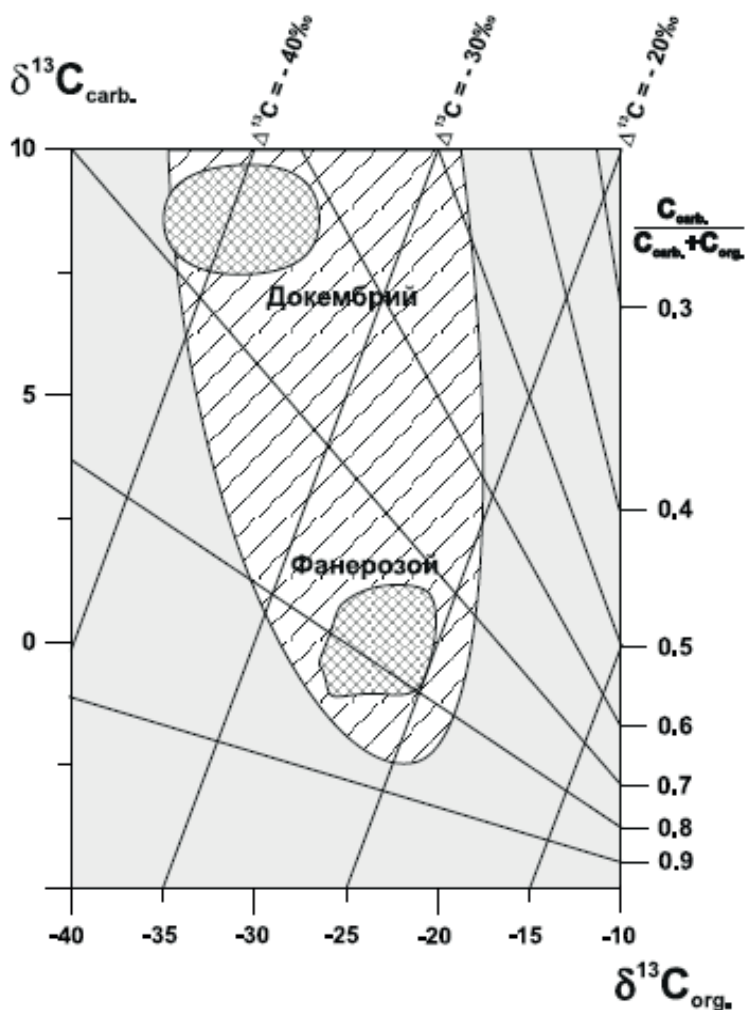
\* Данные суммированы из разных источников [5, 6, 8, 14].

Табл. 2

Геохимические характеристики докембрийских нефтей разных регионов мира\*  
( $\rho$  = плотность, кг/м<sup>3</sup>; Pr/Ph = соотношение пристана и фитана; S = сера)

Геологическая позиция		Геохимические характеристики	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	
Восточная Сибирь Непско-Ботуобинская антеклиза	Венд-Рифей	$\rho = 0,82$ ; S = 0,25% Pr/Ph = 0,93 Стераны St /St = 4,2 C <sub>12</sub> -C <sub>13</sub> - <sup>29</sup> монометилалканы = 6,8%	-33,3	[1]
Восточная Сибирь Байкитская антеклиза	Венд-Рифей	$\rho = 0,84$ ; S = 0,65%, Pr/Ph = 0,89 Стераны St /St = 5,4 (C <sub>12</sub> -C <sub>13</sub> )- <sup>29</sup> монометилалканы = 12,3%	-34,6	[1]
Индия Bikaner-Nagaur Baghevala-1	Вендские песчаники (нижнекембрийские) Jodhpur Suite	S = 1,21% Pr/Ph = 0,9 Стераны: C <sub>27</sub> (20):C <sub>28</sub> (21):C <sub>29</sub> (59)	-32,4	[2]
Пакистан Punjab Basin, Karampur-1	Нижнекембрийский, Соленосная серия	Мазут (гудрон), S = 5,1% Pr/Ph = 0,4 Стераны: C <sub>27</sub> (14):C <sub>28</sub> (14):C <sub>29</sub> (72)	-37,0	[2]
Оман	Huqt Group Pre- Cambrian shallow marine clastics and carbonates	S = 1,3 до 6,2% Pr/Ph = 0,8 Стераны: C <sub>27</sub> (20):C <sub>28</sub> (20):C <sub>29</sub> (60)	-33,7...-37,2	[3]
Северная Америка Grand Canyon	Chuar Group 1,3-1,4 млн лет	Стераны: преобладает St <sub>27</sub> Присутствует гамма-церан	-25,5...-28,0	[4]
Северная Америка Месторождение White Pine	Nonesuch Formation (1,1 млн лет) Lacustrine deposits, песчаник	Битумы, нефтевыделения	-30,8...-34,1	[5]
Австралия Бассейн McArthur	McArthur Group (1,4-1,8 млн лет)	Pr/Ph < 1, 2-3-монометилалканы Стеран St <sub>29</sub> преобладает	-32...-34	[6]
Китай Jibei, Huabei Basin, Yangtze Platform, Sichuan Basin	Xiamolin, Teiling Umishan formations, Late Sinian dolomites Weiyuan Gas Field	Стеран St <sub>29</sub> преобладает	-33,3	[7]
Волго-Уралье Сивинская площадь	Венд, Рифей	$\rho = 0,96$ ; Смолы + асфальт = 30,84% Высоковязкая нефть	-30,5...-32,2	[8]

\* [2, 11, 23, 26, 27, 30, 31, 35].



**Рис. 3.** Типичные соотношения изотопных составов карбонатного и органического углерода в рамках модели, связывающей изотопные составы с соотношением карбонатного и органического углерода и фракционированием изотопов в геохимической системе  $C_{\text{карб}}-C_{\text{орг}}$ . Модифицировано из работы [21].  
 $\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$  для усредненного углерода осадочной оболочки по [2, 3]

от соотношения масс органического и карбонатного углерода и от величины разделения изотопов между ними.

Биосфере фанерозоя отвечает ситуация  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} \approx 0\text{‰}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -25\text{‰}$ . Соотношение масс карбонатного и органического углерода составляет 4:1.

Биосфере докембрия отвечает ситуация  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} \approx +5\text{‰}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  приблизительно  $-32\text{‰}$ . Соотношение карбонатного и органического углерода заметно меньше и составляет приблизительно 2,3:1.

Следует отметить, что наблюдаемые изотопные характеристики нельзя получить, только варьируя соотношение карбонатного и органического углерода. Необходимо допустить также гораздо большую величину фракционирования изотопов между карбонатным и органическим углеродом. Вопрос в том, по каким причинам возникает наблюдаемое увеличение фракционирования изотопов между карбонатным и органическим углеродом. Спусковым механизмом, как мы покажем, является вулканическая активность.

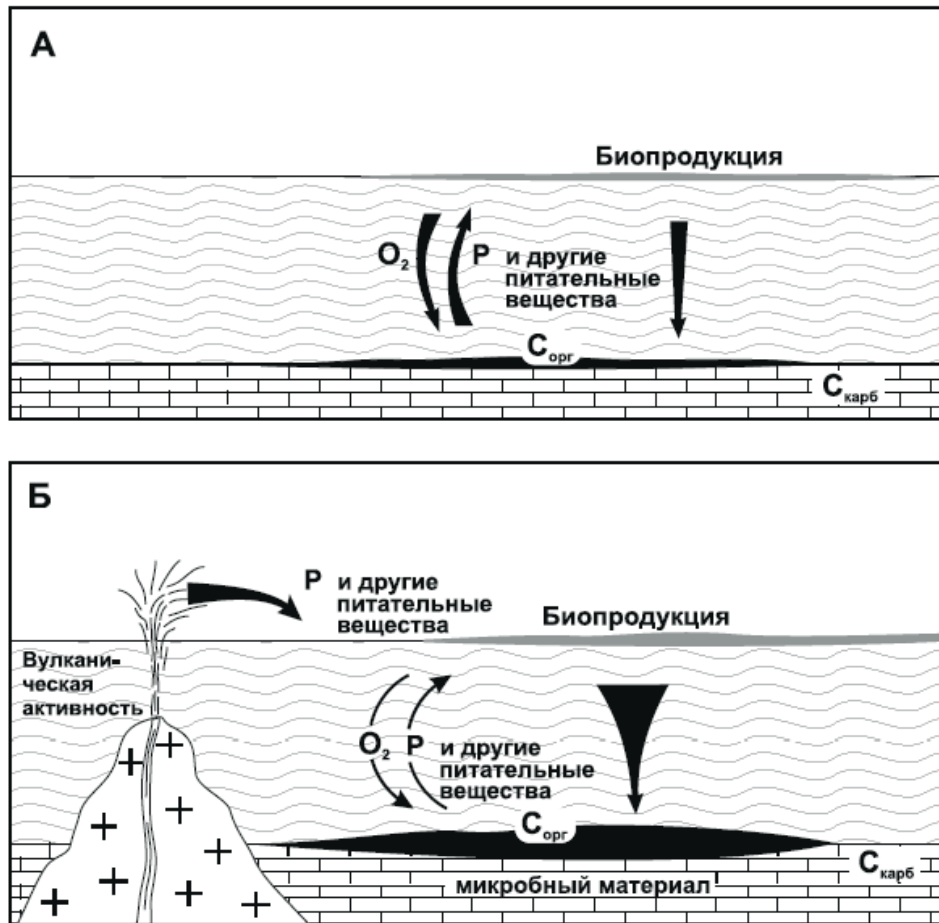
Биопродуктивность в принципе ограничена доступностью нутриентов. Контролирующим нутриентом является фосфор. Биомасса возрастает настолько, насколько в среде хватает фосфора. В нормальном

цикле фосфор, потребленный в процессе биосинтеза, возвращается в цикл в результате отмирания организмов и деструкции осажденного органического вещества (рис. 4). Это замкнутый саморегулирующийся цикл. Вулканическая активность обеспечивает дополнительный источник нутриентов. Это увеличивает биопродуктивность независимо от возврата осаждаемого фосфора. В результате возникает последовательность событий, показанная на рис. 5.

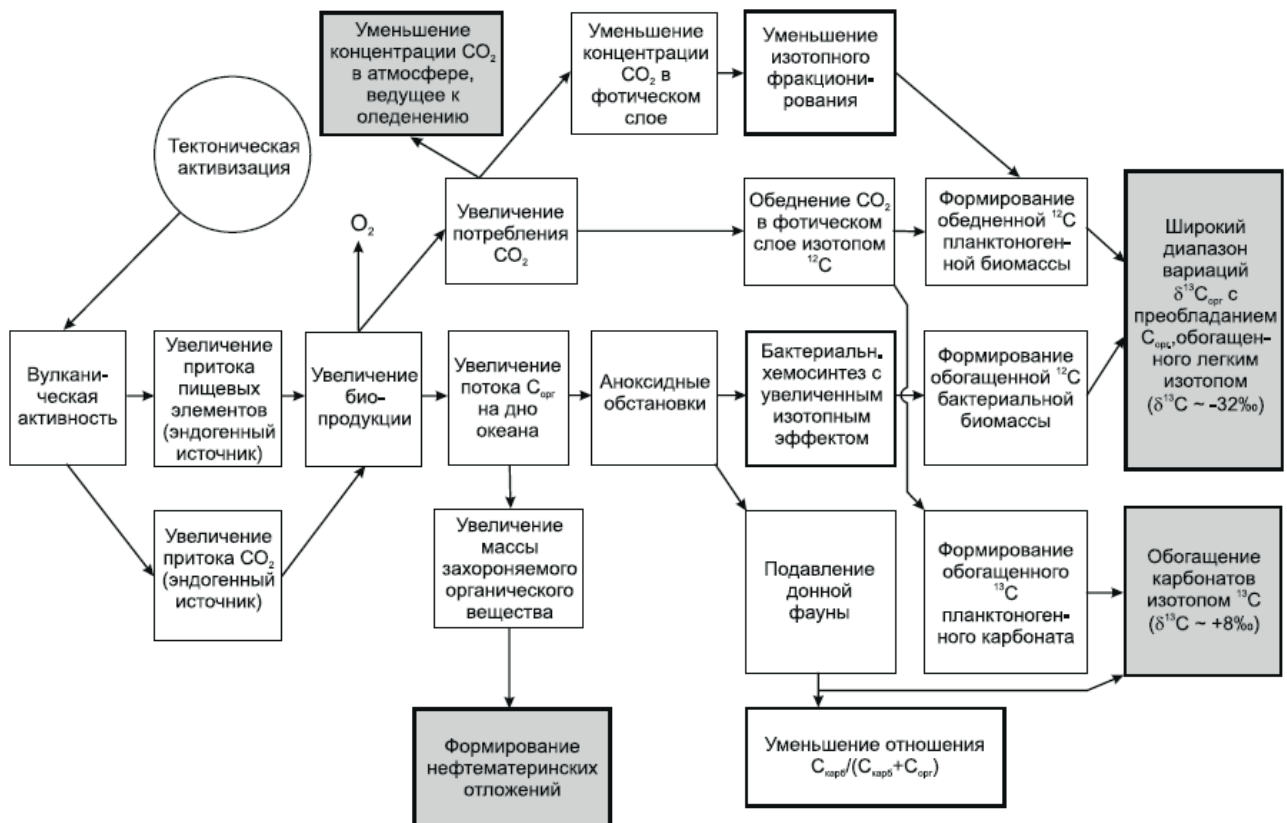
Увеличение биопродуктивности приводит к увеличению потока органического вещества в осадок. В результате дефицита кислорода возникает аноксидный режим, и биомасса осадка перерабатывается микроорганизмами.

Изотопное фракционирование при бактериальном синтезе на 4–6‰ выше, чем при фотосинтезе [33]. Это ведет к обогащению легким изотопом органического вещества в осадке. Осаждение больших масс органического углерода создает благоприятные возможности для генерирования углеводородов. Бактериальное происхождение этих углеводородов объясняет отмеченные особенности их изотопного состава.

С другой стороны, увеличение биопродуктивности истощает ресурс  $\text{CO}_2$  в воде. Одновременно происхо-



**Рис. 4.** Геохимический цикл в бассейне с нормальным замкнутым циклом (А) и с дополнительным поступлением нутриентов за счет вулканизма (Б)



**Рис. 5.** Последовательность событий, приводящих к оледенению, нефтеобразованию, отложению <sup>13</sup>С-обогащенных карбонатов и <sup>12</sup>С-обогащенного C<sub>орг</sub>

дит накопление в  $\text{CO}_2$  тяжелого изотопа  $^{13}\text{C}$ . Поэтому откладывается карбонатный углерод, обогащенный тяжелым изотопом.

Наконец, значительное биологическое потребление  $\text{CO}_2$  приводит к откачиванию его из океана и, в конечном счете, из атмосферы. При падении содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере происходит охлаждение климата, а при падении ниже порогового предела наступает оледенение.

Охлаждение вызывает обратный процесс. Падает биопродуктивность. Возрастает циркуляция морской воды и соответственно скорость поступления кислорода к донным осадкам. Прекращается аноксидный режим. Окисление органического вещества в осадке приводит к поступлению легкого изотопа

в поверхностные воды. Начинается осаждение карбонатов, все более обогащенных легким изотопом.

Прекращается падение концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Отступает режим оледенения.

Таким образом, явления оледенения контролируются состоянием биосферы. Триггером к изменению состояния биосферы является вулканическая активность.

Одна и та же причина вызывает оледенение и приводит к отложению масс бактериального органического углерода, благоприятного для последующего нефтегазообразования.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00792).

## Литература

### Список русскоязычной литературы

1. Арефьев ОА, Забродина МН, Макушина ВМ и др. Реликтовые тетра- и пентациклические углеводороды в древних нефтях Сибирской платформы. Изв АН СССР сер геол. 1980;(3):135-40.

2. Галимов ЭМ. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра; 1968.

3. Галимов ЭМ. Изотопный метод выявления нефтематеринских отложений на примере месторождений ряда регионов СССР. Изв АН СССР сер геол. 1986;(4):3-21.

4. Галимов ЭМ, Мигдисов АА, Ронов АБ. Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое. В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука; 1973.

5. Голышев СИ. Стабильные изотопы в нефтегазовой и рудной геологии: Избранные труды. Новосибирск, СНИИГГ и МС; 2010.

6. Дахнова МВ, Баженова ТК, Лебедев ВС, Киселев СМ. Изотопные критерии прогноза фазового состава углеводородов в рифейских и венд-кембрийских отложениях Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Геология и геофизика. 2011;52(8):1199-209.

7. Дробот ДИ, Пак ВА, Деятелилов НМ, Хохлов ГА, Карпышев АВ, Бердников ИН. Нефтегазоносность докембрийских отложений сибирской платформы, перспективы подготовки и освоения их углеводородного потенциала. Геология и геофизика. 2004;45(1):110-20.

8. Зорькин ЛМ, Крылова ТА, Блохина ГГ. Изотопная эволюция древних нефтей Иркутского амфитеатра. ДАН СССР. 1984;276(2):472-6.

9. Каширцев ВА, Конторович АЭ, Филл РП, Чалая ОН, Зуева ИН, Меметова НП. Биомаркеры в нефтях восточных районов сибирской платформы как индикаторы условий формирования нефтепроизводивших отложений. Геология и геофизика. 1999;40(11):1700-10.

10. Конторович АЭ, Бахтуров СФ, Башарин АК, Беляев СЮ, Бурштейн ЛМ, Конторович

АА, Кригин А, Ларичев АИ, Ли Г, Меленевский ВН, Тимошина НД, Фрадкин ГС, Хоменко АВ. Разновозрастные очаги нафтидообразования и нафтидонакопления на Северо-Азиатском кратоне. Геология и геофизика. 1999;40(11):1676-93.

11. Конторович АЭ, Меленевский ВН, Тимошина ИД, Махнева ЕА. Семейства верхнедокембрийских нефтей сибирской платформы. Доклады Академии наук. 2000;370(1):92-5.

12. Петров АА. Углеводороды нефти. М.: Наука; 1984.

13. Покровский БГ, Мележик ВА, Буякайте МИ. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Литология и полезные ископаемые. 2006;(5):505-30.

14. Старобинец ИС, Лебедев ВС, Вишневская ЛМ, Лебедев ВалС. Углеводородный и изотопный состав нефтей и газов западной части Сибирской платформы. Геология нефти и газа. 1980;(1):13-9.

15. Старосельцев ВС. Основные тектонические этапы формирования чехла Сибирской платформы в связи с нефтегазоносностью рифейских отложений. Геология и геофизика. 1996;37(8):206-12.

16. Тимошина ИД. Геохимия органического вещества нефтепроизводивших пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. Геология и геофизика. 2004;45(7):901-10.

17. Хабаров ЕМ, Изох ОП. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири. Геология и геофизика. 2014;55(5-6):797-820.

### Общий список литературы/Reference List

1. Arefyev OA, Zabrodina MN, Makushina VM et al. [Relict tetra- and pentacyclic hydrocarbons in the ancient oils of Siberian Platform]. Izv AN SSSR Ser Geol. 1980;(3):135-40. (In Russ.)

2. Galimov EM. Geokhimiya Stabilnykh Izotopov Ugleroda. Moscow: Nedra; 1968. (In Russ.)

3. Galimov EM. [An isotopic method for the identification of oil-source sediments exemplified with oil fields in several regions of the USSR]. *Izv RAN SSSR Ser Geol.* 1986;(4):3-21. (In Russ.)
4. Galimov EM, Migdisov AA, Ronov AB. [Factors that control the isotopic composition of carbon in the Precambrian and Phanerozoic]. In: *Litologiya i Osadochnaya Geologiyi Dokembriya.* Moscow: Nauka; 1973. (In Russ.)
5. Golyshev SI. *Stabilnye Izotopy v Neftegazoboy i Rudnoy Geologii: Izbrannye Trudy.* Novosibirsk: SNIIGG i MS; 2010. (In Russ.)
6. Dakhnova MV, Bazhenova TK, Lebedev VS, Kiselev SM. [The isotopic criteria for prognosis of the gas composition of hydrocarbons in Riphean and Vend-Cambrian sediments of the Leno-Tunguskaya oil-and-gas area]. *Geologiya i Geofiziuka.* 2011;52(8):1199-209. (In Russ.)
7. Drobot DI, Pak VA, Deviatilov NM, Khokhlov GA, Karpyshev AV, Berdnikov IN. [Oil-and-gas content of the Precambrian sediments of Siberian Platform: Prospects for conditioning and exploiting of their hydrocarbon potential]. *Geologiya i Geofiziuka.* 2004;45(1):110-20. (In Russ.)
8. Zor'kin LM, Krylova TA, Blokhina GG. [The isotopic evolution of the ancient oils of Irkutsk Amphitheater]. *DAN SSSR* 1984;276(2):472-6. (In Russ.)
9. Kashirtsev VA, Kontorovich AE, Filp RP, Chalaya ON, Zuyeva IN, Memmetova NP. [Biomarkers in oils of the eastern regions of Siberian Platform as indicators of the conditions of the formation of oil-producing sediments]. *Geologiya i Geofiziuka.* 1999;40(11):1700-10. (In Russ.)
10. Kontorovich AE, Bakhturov SF, Basharin AK, Belyayev SYu, Burshtein LM, Kontorovich AA, Krinin A, Larichev AI, Li G, Melenevskiy VN, Timoshina ND, Fradkin GS, Khomenko AV. [Multiple-age sites of naphthide formation and accumulation on the North-Asian Craton]. *Geologiya i Geofiziuka.* 1999;40(11):1676-93. (In Russ.)
11. Kontorovich AE, Melenevskiy VN, Timoshina ID, Makhneyeva YeA. [Families of Late Precambrian oils of Siberian Platform]. *Doklady Akademii Nauk.* 2000;370(1):92-5. (In Russ.)
12. Petrov AA. *Uglevodorody Nefti.* Moscow: Nauka; 1984. (In Russ.)
13. Pokrovskiy BG, Melezhik VA, Buyakaite MI. [The isotopic composition of C, O, Sr and S in the Late Precambrian sediments of Patomskiy Complex in Central Siberia]. *Litologiya i Poleznye Iskopyayemye.* 2006;(5):505-30. (In Russ.)
14. Starobinets IS, Lebedev VS, Vishnevskaya LM, Lebedev VS. [The composition of hydrocarbons and isotopes in oils and gases of the western part of Siberian Platform]. *Geologiya Nefti i Gaza.* 1980;(1):13-9. (In Russ.)
15. Staroseltsev VS. [The main tectonic stages of the formation of the mantle of Siberian Platform associated with the oil-and-gas content of Riphean sediments]. *Geologiya i Geofiziuka.* 1996;37(8):206-12. (In Russ.)
16. Timoshina ID. [Geochemistry of the organic matter of oil-producing rocks and oils of the Late Precambrian in the south of Eastern Siberia]. *Geologiya i Geofiziuka.* 2004;45(7):901-10. (In Russ.)
17. Khabarov YeM, Izokh OP. [Sedimentology and isotopic geochemistry of Ryphean carbonate sediments of Kharaulakhskeye High in the north of Eastern Siberia]. *Geologiya i Geofiziuka.* 2004;45(7):901-10. (In Russ.)
18. Albrecht BA. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science.* 1989(245):1227-30.
19. Feulner G, Kienert H. Climate simulations of Neoproterozoic snowball Earth events: Similar critical carbon dioxide levels for the Sturtian and Marinoan glaciations. *Earth Planet Sci Lett.* 2014;404:200-5.
20. Galimov EM. Variations of the carbon cycle at present and the geological past. In: Nriagu JO (ed.). *Environment Biogeochemistry.* Ann Arbor Science Publishers; 1976. p. 3-11.
21. Galimov EM. The causes of the global variations of carbon isotopic composition in the biosphere. *Geochem Internat.* 1999;37(8): 699-713.
22. Godderis Y et al. The Sturtian snowball glaciation: fire and ice. *Earth Planet Sci Lett.* 2003;211:1-12.
23. Grantham PJ, Lijmbach GWM, Posthuma J, Hughes Clarke MW, Willink RJ. Origin of crude oils in Oman. *J Petrol Geol.* 1987;11(1):61-80.
24. Halverson GP, Hoffman PF, Schrag DP, Maloof AC, Hugh A, Rice N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin.* 2005;117(9/10):1181-207.
25. Hoffman PF, Schrag DP. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova.* 2002;14:129-55.
26. Imbus SW, Engel MH, Elmore DR, Zumberge JE. The origin, distribution and hydrocarbon generation potential of organic-rich facies in the onesuch Formation, Central North American Rift System: A regional study. *Org Geochem.* 1988;13(1-3):207-19.
27. Jackson MJ, Powell TG, Summons RE, Sweet IP. Hydrocarbon shows and petroleum source rocks in sediments as old as  $1,7 \times 10^9$  years. *Nature* 1986;322:727-9.
28. Jones DS, Maloof AC, Hurtgen MT, Rainbird RH, Schrag DP. Regional and global chemostratigraphic correlation of the early Neoproterozoic Shaler Supergroup, Victoria Island, Northwestern Canada. *Precambrian Res.* 2010;181:43-63.
29. Kopp RE, Kirschvink JL, Hilburn IA, Nash CZ. The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proc Natl Acad. Sci USA.* 2005;102:11131-6.
30. Korsch RJ, Mai H, Sun Z, Gortner JD. The Sichuan Basin, southwest China: a Late Proterozoic (Sinian) petroleum province. *Precambrian Research.* 1991;54:45-63.
31. Peters KE, Clark ME, Das Guopta U, McCaffrey MA, Lee CY. Recognition of an infracambrian source rock based on biomarkers in the Baghewala-1 Oil, India. *AAPG Bulletin.* 1995;79(10):1481-94.
32. Rooney AD et al. Re-Os geochronology and coupled Os-Sr isotope constrains on the



Sturtian snowball Earth. *Proc Natl Acad Sci USA*. 2014;111:51-6.

33. Ruby EG, Jannasch HW, Deuser WG. Fractionation of stable carbon isotopes during chemoautotrophic growth of sulfur-oxidizing bacteria. *Appl Environ Microbiol*. 1987;53:1940-3.

34. Schidiowski M, Appel PWU, Eichmann R, Junge CE. Carbon isotope geochemistry of the  $3,7 \times 10^9$ -yr-old Isua sediments, West Greenland: Implications for the Archaean carbon and oxygen cycles. *Geochim Cosmochim Acta*. 1979;43:189-99.

35. Summons RE, Capon RJ. Fossil steranes with unprecedented methylation in ring A. *Geochim Cosmochim Acta*. 1988;52:2733-6.

36. Veizer J, Plumb KA, Clayton RN, Hinton RW, Grotzinger JP. Geochemistry of Precambrian carbonates: V. late Paleoproterozoic seawater. *Geochim Cosmochim Acta*. 1992;56:2487-501.

37. Young GM, Brunn VV, Gold DJC, Minter WEL. Earth's oldest reported glaciation: Physical and chemical evidence from the Archaean Mozaan Group (~ 2,9 Ga) of South Africa. *J Geology*. 1998;106:523-38.

