

# Литология, палеогеография

## Lithology, paleogeography

Научная статья  
УДК 551



### ПАЛЕОКЛИМАТ ДОКЕМБРИЯ: ФРАГМЕНТЫ МОЗАИКИ (ОБЗОР)

А. В. Маслов<sup>1,2</sup>, О. Ю. Мельничук<sup>3</sup>

1 — Институт геологии — обособленное структурное подразделение  
Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального  
исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа, Россия, [amas2004@mail.ru](mailto:amas2004@mail.ru),  
<https://orcid.org/0000-0003-4902-5789>

2 — Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

3 — Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия,  
[melnichuk@igg.uran.ru](mailto:melnichuk@igg.uran.ru), [o.u.melnichuk@mail.ru](mailto:o.u.melnichuk@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0003-0050-3495>

В статье выполнен краткий обзор представлений о климате докембрия, присутствующих как в капитальных монографиях и университетских учебниках, опубликованных с середины 1960-х гг. до настоящего времени, так и в многочисленных статьях, увидевших свет в зарубежных и отечественных рецензируемых журналах. Показано существование двух парадигм (жаркой и умеренной архей), основанных примерно на одной и той же совокупности изотопно-геохимических данных, но исходящих из разных представлений об эволюции изотопного состава морской воды далекого геологического прошлого и разного понимания процессов трансформации/сохранения «первичного сигнала» в кремнях, карбонатных и фосфатных минералах и других носителях информации. Отмечено, что данных о палеотемпературах и других параметрах палеоклимата для позднего докембрия все еще существенно меньше, чем для докембрия раннего, и эта ситуация нуждается в исправлении.

*Ключевые слова:* палеоклимат, палеотемпература, методы реконструкции, представления, докембрий, обзор

*Благодарности:* Исследования выполнены в рамках тем государственного задания ИГ УФИЦ РАН (FMRS-2025-0015), ГИН РАН (FMMG-2023-0004) и ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013–6).

Для цитирования: Маслов А. В., Мельничук О. Ю. Палеоклимат докембрия: фрагменты мозаики (обзор) // Геологический вестник. 2026. № 1. С. 29–49. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2026-1-4>

For citation: Maslov A. V., Melnichuk O. Yu. (2026) Precambrian paleoclimate: fragments of a mosaic (review). *Geologicheskii vestnik*. 2026. No. 1. P. 29–49. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2026-1-4>

© А. В. Маслов, О. Ю. Мельничук, 2026

Original article

**PRECAMBRIAN PALEOCLIMATE: FRAGMENTS OF A MOSAIC (REVIEW)****A. V. Maslov<sup>1, 2</sup>, O. Yu. Melnichuk<sup>3</sup>**

*1 — Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia, amas2004@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4902-5789>*

*2 — Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*3 — Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia, melnichuk@igg.uran.ru, o.u.melnichuk@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0050-3495>*

The article provides a brief overview of the ideas about the Precambrian climate, present both in fundamental monographs and university textbooks published from the mid-1960s to the present day, and in numerous articles published in foreign and domestic peer-reviewed journals. The existence of two paradigms (hot and temperate Archean) is shown, based on approximately the same set of isotope-geochemical data, but proceeding from different ideas about the evolution of the isotopic composition of seawater in the deep geological past and different understanding of the processes of transformation/preservation of the “primary signal” in cherts, carbonate and phosphate minerals and other information carriers. It is noted that data on paleotemperatures and other paleoclimate parameters for the Late Precambrian are still significantly less than for the Early Precambrian, and this situation needs to be corrected.

*Keywords:* paleoclimate, Precambrian, paleotemperature, methods of reconstruction, ideas, review

*Acknowledgements:* The research was carried out within the framework of the state assignment topics of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (FMRS-2025-0015), the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (FMMG-2023-0004) and the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences (No. 123011800013–6).

**Введение**

Представления исследователей о палеоклимате докембрия все еще остаются фрагментарными и, более того, достаточно противоречивыми. В данном обзоре собраны лишь некоторые из них. Это сведения из ряда крупных монографий, университетских учебников и статей в рецензируемых журналах, опубликованных с середины 1960-х гг. Мы приводим их в хронологическом порядке и при этом не останавливаемся на хорошо известных, как следует надеяться, читателю, представлениях о климате докембрия академика Н. М. Страхова.

**Монографии и учебники**

Характеристику палеоклимата докембрия территории СССР можно найти в учебнике А. А. Борисова [1965]. По мнению автора, в архее Северный полюс находился у экватора, пересекавшего Европу и северную часть Сибири. Атмосфера архея характеризовалась большим содержанием

CO<sub>2</sub> и интенсивным образованием облаков. Климат был весьма жарким/парниковым, а температуры высокими ( $\leq 32\text{--}34$  °C) в течение всего года и суток. Годовые суммы осадков при весьма равномерном их распределении по месяцам не превышали, по-видимому, 1500–2000 мм. Скорость ветра того времени оценивалась автором в 2–3 м/с. В протерозое климат претерпел коренные изменения. Произошло смещение приблизительно на 20° Северного полюса, резко увеличилась площадь материков. Содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере продолжало возрастать. Циркуляция атмосферы усилилась, возникли барические центры по разные стороны горных хребтов, что привело к появлению сильных ветров. Возможно, именно в протерозое возникла первоначальная дифференциация климатов. Конечно, в настоящее время все эти представления имеют в основном исторический интерес.

Авторы известной монографии «История климата» А. С. Монин и Ю. А. Шишков [1979] считали, что зональность климата, по-видимому, имела место уже на первых этапах существования Земли. Незначительная масса атмосферы и отсут-

ствии выравнивания широтных контрастов делали ее более резко выраженной, чем впоследствии. Существенная роль в ранней атмосфере таких поглотителей земного излучения как водяной пар, CO<sub>2</sub> и аммиак — основная причина парникового эффекта. Авторами особо подчеркнута, что палеотемпературный метод (анализ величин отношения <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O в карбонатных раковинах) — это единственный количественный метод, позволяющий судить о температурах океана вплоть до середины палеозоя.

Рассматривая достоверность геологических индикаторов древних климатов В. М. Синицын [1980] указал, что влияние на нее оказывают неясность условий образования некоторых литологических объектов, перерывы в осадконакоплении, неопределенность стратиграфической принадлежности изучаемых объектов и ряд других обстоятельств, но, тем не менее, решающее значение при палеоклиматических реконструкциях принадлежит именно геологическим показателям/индикаторам. В то же время автор предполагал, что в будущем развитие палеоклиматологии пойдет по пути использования различных физических методов, способных количественно оценить элементы древних климатов подобно методу изотопной палеотермии. Анализируя древние климаты Евразии, В. М. Синицын [1980] отметил, что для раннего докембрия присущи в основном мономиктовые отложения, свидетельствующие о широком развитии процессов глубокого химического выветривания. Атмосфера архея состояла в основном из паров воды, она была плотной и тяжелой, а облачный покров — сплошным и мощным. Температура атмосферы приближалась к 100 °С, она была химически агрессивной и полностью разлагала породы древнейшей суши. К концу архея вода океана постепенно нейтрализовалась, а ее температура и восстановительный потенциал снизились. Содержание кислых дымов, аммиака и метана в атмосфере в это время значительно снизились, тогда как концентрация CO<sub>2</sub>, напротив, возросла, однако громадное количество последнего в протерозое было изъято благодаря накоплению доломитов и известняков. Все сказанное привело к смене химического разложения пород выветриванием, близким современному тропическому.

Характеризуя климаты прошлого М. И. Будыко [1980] подчеркнул, что почти все имеющиеся о них сведения относятся к режиму температуры воздуха у земной поверхности, температуры

поверхности суши, температуры водоемов, а также, в меньшей степени, к режиму увлажнения на континентах. Значительно большее содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере по сравнению с настоящим временем в течение почти всего фанерозоя объясняет существование теплого климата на всех широтах (удвоение концентрации CO<sub>2</sub> приводит к повышению средней температуры воздуха у поверхности при постоянном альбедо Земли на ~2.5 °С). В докембрии количество CO<sub>2</sub> было, вероятно, значительно выше, чем в фанерозое, и, следовательно, парниковый эффект мог поддерживать высокие температуры у земной поверхности и при слабой светимости Солнца.

Л. И. Салоп [1982], опираясь на данные [Knauth, Epstein, 1976], считал, что среднегодовая температура поверхности Земли примерно 3.2 млрд лет назад составляла ~70 °С. К середине среднего рифея в его современном понимании (~1200 млн лет назад) она снизилась до ~50 °С. Для катархея (>3500 млн лет) им предполагались температуры выше 100 °С. Состав примитивной атмосферы примерно соответствовал составу газов вулканических извержений. В палеопротерозое (3.5–2.6 млрд лет) поверхностная палеотемпература, по мнению Л. И. Салопа, варьировала от 90 до 65 °С, а в мезопротерозое (2.6–1.9 млрд лет назад) среднегодовая температура мелководных морей составляла порядка 60 °С. Залегаящие в разрезах последнего стратона среди отложений жаркого климата ледниковые образования указывают на резкие и кратковременные снижения температуры, обусловленные, скорее всего, космическими причинами. В неопротерозое (1.9–1.0 млрд лет назад) на поверхности Земли господствовал, по всей видимости, азональный жаркий климат. В пользу такого вывода, по мнению Л. И. Салопа, свидетельствовало «повсеместное присутствие» среди отложений этого времени красноцветов и строматолитов, а также эвапоритов. В эпипротерозое и эокембрии (1.0–0.57 млрд лет назад) снижение температуры поверхности планеты продолжилось. Средние годовые температуры поверхностных вод мелководных морей составляли к концу рассматриваемого периода ~35–40 °С.

В монографии [Ясаманов, 1985] указано, что для докембрия были характерны как несколько эпох оледенений, так и теплые эпохи. Исходя из состава осадочных пород и органических остатков рифея, предполагалось, что для указанного интервала времени был характерен жаркий и довольно влажный климат на большей части

Земли. Слабая дифференциация рельефа и наличие атмосферы, в составе которой преобладал  $\text{CO}_2$ , способствовали существованию парникового и слабозонального климата. Основываясь на редких определениях палеотемператур Mg методом по позднерифейским строматолитам Тимана, Афганистана и Восточного Саяна, Н. А. Ясманов считал, что температуры указанного времени были близки к 35–45 °С.

Авторы монографии «История атмосферы»<sup>1</sup> отметили, что климатические условия докембрия все еще известны в самых общих чертах [Будыко и др., 1985]. Наличие воды в жидкой фазе и следов нескольких оледенений предполагают, что на протяжении почти всего докембрия температура поверхности Земли была ниже точки кипения, а временами опускалась и ниже 0 °С. Отмечая существование на протяжении большей части докембрия примитивных организмов, авторы предположили, что температура земной поверхности составляла 0–50 или 10–40 °С. Ссылаясь на расчеты средней температуры приземного слоя воздуха [Owen et al., 1979; Kuhn, Kasting, 1983], М. И. Будыко с соавторами [1985] отметили, что на протяжении громадного интервала времени от ~3.5 млрд лет до настоящей эпохи она варьировала не более чем на 10 °С.

Б. В. Полтараус и А. В. Кислов [1986] считали, что в отложениях нижнего протерозоя присутствуют как свидетельства теплого (толщи хемогенных доломитов и известняков), так и холодного климата (ледниковые отложения). В среднем протерозое (1.9...1.7 млрд лет назад) климат был, вероятно, относительно теплым, так как достоверных ледниковых отложений в это время не известно. Конец верхнего протерозоя ознаменован новым общим похолоданием климата. Все сказанное позволило авторам утверждать, что докембрий отличался климатической неоднородностью и наличием различных климатических зон. Ссылаясь на представления А. С. Мониной и Ю. А. Шишкова [1979], авторы полагали, что в докембрии широтная климатическая зональность была выражена более резко, нежели в последующем.

А. В. Кислов [2001] использовал в качестве индикатора климата вариации средней глобальной температуры, а вариации климата отражаются, по его мнению, в чередовании теплых и холодных эпох (крупных потеплений и похолода-

ний). Так как в архее следы холодных климатов отсутствуют, то с учетом слабой светимости молодого Солнца, это дает основание предполагать существование парникового эффекта, связанного с высоким (до 2000 раз больше современного) содержанием  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Первые следы оледенений установлены в конце архея — начале протерозоя (2.7–2.0 млрд лет назад). Весьма многочисленны они и в конце позднего протерозоя (1.0–0.6 млрд лет назад). Ссылаясь на результаты численных экспериментов [Crowley, Baum, 1993; Sonett, Chan, 1998], А. В. Кислов указывает, что действовавшие в позднем рифее и венде климатические факторы не могли вызвать оледенение материка, располагавшегося в низких широтах.

Рассматривая роль климата в крупных биосферных перестройках, авторы монографии [Климат..., 2004] указали, что похолодания отражают медленное сокращение теплового баланса поверхности Земли. Главной причиной этого было, очевидно, уменьшение плотности атмосферы и снижение содержания парниковых газов, второстепенными причинами могли являться уменьшение теплового потока из глубин планеты, увеличение альбедо по мере роста континентов и ряд других процессов. По аналогии с фанерозоем, похолодания в докембрии можно связывать с усилением эксплозивного вулканизма, снижением прозрачности атмосферы, «вулканическими зимами» и др. [Чумаков, 2001].

Характеризуя историю, стратиграфическое значение и роль в биосфере оледенений, Н. М. Чумаков [2015] отметил, что согласованные представления о климате Земли в раннем архее все еще отсутствуют, хотя эта проблема в последние годы усиленно обсуждается. Для её решения привлекаются представления о ранней эволюции Солнца и нашей планеты, составе ранней атмосферы, а также данные изотопных исследований. Различная методология всех этих подходов часто приводит к противоположным выводам. Например, ряд авторов считает, что поверхность Земли в раннем архее в результате заметно меньшей светимости «молодого» Солнца или значительного поглощения  $\text{CO}_2$  активными зонами субдукции и интенсивного выветривания тонкозернистых продуктов многочисленных импактных событий могла быть довольно холодной (даже мерзлой). Согласно другим представлениям высокое содержание

<sup>1</sup> Изложенные в рассматриваемой работе представления оказались востребованными впоследствии на протяжении многих лет. Так, в учебном пособии «Теория климата», опубликованном в 2009 г. издательством Казанского университета [Переведенцев, 2009], автор при характеристике климата докембрия опирается почти исключительно на названную монографию.

CO<sub>2</sub> в атмосфере ранней Земли вело к преобладанию жаркого климата. Анализ изотопного состава O в кремнях позволил предположить, что 3.5 млрд лет назад температура на Земле была на 40–50 °C выше современной [Knauth, Lowe, 2003]. Однако, если изотопный состав O в раннеархейском океане был не таким, как сегодня, то вывод будет иным, а именно — что климат раннего архея был умеренно теплым [Kasting, Novard, 2006]. В пользу этого свидетельствуют, как будто бы, и результаты изучения δ<sup>18</sup>O в цирконе архейского возраста [Valley et al., 2002]. Причиной теплого климата во время «ледниковой паузы» протерозоя могло быть поступление в атмосферу CH<sub>4</sub> из океана, содержание O<sub>2</sub> в котором было низким, а биопродуктивность достаточно высокой [Pavlov et al., 2003].

В. А. Лобанов [2018] в лекциях по климатологии также отмечает, что древний климат определялся светимостью Солнца и составом атмосферы, уменьшением температуры последней и поверхности Земли, эволюцией системы «Земля — Луна», изменениями конфигурации и расположения материков и океанов, а также катастрофическими событиями. В связи с практическим отсутствием информации в отношении древнего климата можно говорить только о самых значительных событиях (крупные потепления и похолодания/оледенения), так или иначе зафиксированных разными признаками. Автор указывает, что поверхностная температура в катархее достигала 230 °C, но, тем не менее, вода существовала в жидкой фазе из-за высокого давления атмосферы. В самом начале архея температура воды могла составлять 70–90 °C, а температура атмосферы при парниковом эффекте достигала ~120 °C. На рубеже архея и протерозоя произошло радикальное падение содержания CO<sub>2</sub>; быстрый (всего за 100–150 млн лет) вывод CO<sub>2</sub> из атмосферы привел к первому в истории гуронскому оледенению. Предполагается, что средняя температура поверхности снизилась в это время с +50 до +10 или +7...+8 °C. В дальнейшем произошло некоторое накопление CO<sub>2</sub> в атмосфере и средние температуры большей части протерозоя составляли, по мнению В. А. Лобанова, ~35–40 °C.

Г. В. Суркова [2020], автор учебника «Химия атмосферы», со ссылкой на результаты исследований А. С. Мониной, отмечает, что в отсутствие выраженного парникового эффекта в первичной тонкой атмосфере средняя температура у поверхности Земли могла составлять около 5 °C. Постепенное накопление в атмосфере продуктов дега-

зации мантии (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и др.) привело к появлению парникового эффекта.

Авторы монографии [Геологическая..., 2021] считают, что, по мнению многих исследователей, суперконтинентальный цикл может быть связан с климатическими процессами и, в первую очередь с изменениями уровня Мирового океана и оледенениями. Однако, имеющиеся данные позволяют видеть корреляцию между глобальными температурными изменениями и указанным циклом лишь в фанерозое. Эпоха между 1.85 и 0.8 млрд лет характеризовалась, по их представлениям, более или менее стабильным климатом. Однако, примерно 850 млн лет назад сложившееся равновесие оказалось нарушено. Распад приэкваториального суперконтинента Родиния способствовал усилению химического выветривания, интенсивному депонированию CO<sub>2</sub> и росту в атмосфере содержания O<sub>2</sub>. Все это стало причиной заметного ослабления парникового эффекта и вызвало череду неопротерозойских/позднерифейско — вендских оледенений.

### Статьи в рецензируемых журналах

В середине 1970-х гг. был определен изотопный состав H и O в кремнях центральных и западных районов Северной Америки [Knauth, Epstein, 1976]. В названной работе показано, что на диаграмме δD — δ<sup>18</sup>O фигуративные точки фанерозойских кремней образуют области, параллельные линии метеорных вод. Это предполагает участие в их формировании метеорных вод. Существование различных значений δ<sup>18</sup>O в кремнях разного возраста указывает, по мнению авторов, что после кристаллизации микрокристаллического кварца кремней его изотопный состав сохраняется. Изменение изотопного состава кремней фанерозоя в связи со значительными изменениями изотопного состава океанической воды, маловероятно, так как для этого необходимо объяснить очень быстрые вариации δ<sup>18</sup>O океана. Напротив, изменение со временем значений δ<sup>18</sup>O в кремнях можно объяснить с точки зрения климатических температурных флуктуаций. Имевшиеся в распоряжении авторов данные по докембрийским кремням позволили предполагать, что температуры поверхности Земли могли достигать ~52 °C 1.3 млрд лет назад и ~70 °C 3 млрд лет назад. Такие температуры не противоречат палеонтологической летописи; они подтверждают, что сложные формы жизни появились на Земле достаточ-

но поздно, и именно тогда, когда температура заметно снизилась.

В работе [Climate..., 1982] со ссылкой на монографию [Frakes, 1979] отмечено, что имеющиеся геологические данные указывают, что на протяжении большей части докембрия и фанерозоя температура поверхности Земли не слишком отличалась от современной. В то же время свидетельства о климате ранней Земли весьма скудны. На начальных этапах формирования планеты, солнечное излучение было примерно на 30% ниже, чем сейчас. Если бы альbedo, состав атмосферы, расстояние между Землей и Солнцем и ряд других параметров тогда были такими же, как сегодня, то усредненная температура поверхности нашей планеты была бы на 30 °C ниже, чем в настоящее время, т. е. Земля находилась бы в замерзшем состоянии. Однако, сказанное противоречит геологическим свидетельствами существования жидкого океана по крайней мере 4 млрд лет назад. Считается, что основная причина этого — существование на ранних этапах эволюции Земли ярко выраженного парникового эффекта.

В публикации [Karhu, Epstein, 1986] проанализированы величины  $\delta^{18}\text{O}$  для 53 пар кремнефосфат из осадочных последовательностей фанерозоя и докембрия. Последний был представлен, в том числе образцами окремненных строматолитов серии Фортескью, Австралия, надсерии Вентерсдорп и серии Инсузи, Южная Африка, железистых кварцитов формации Ганфлинт, Канада, серии Хаммерсли, Австралия, и формации Манджери, зеленокаменный пояс Билингви, Африка. Расчеты показали, что температуры образования пар кремнефосфат в раннем докембрии достигали, по всей видимости, 80 °C и с течением времени постепенно снижались.

По мнению Дж. Уолкера [Walker, 1990], основными факторами, которые влияли на климат докембрия, являлись относительно низкая светимость Солнца, более высокая скорость вращения Земли, рост с течением времени площади суши и биологическая эволюция. Наиболее неопределенным является облачный покров ранней Земли.

Характеризуя климаты рифея и венда, Н. А. Ясаманов [1994] отметил, что они могут быть оценены на основе данных о распространенности пород — индикаторов климата, результатах палеотермометрии (отношение Ca/Mg в строматолитах или органогенных известняках и др.) и минеральном составе продуктов гипергенеза. Наличие первых примитивных форм жизни и следов

жизнедеятельности 3.5–2.6 млрд лет назад свидетельствует, по мнению названного автора, о довольно теплых условиях. По крайней мере, температуры земной поверхности не должны были выходить за пределы критических температур существования жизни. Здесь Н. А. Ясаманов ссылается на работу [Knauth, Epstein, 1976] об изотопном составе O и отношении D/H в слабоизмененных кремнистых породах серии Фиг Три и кремнистых сланцах серии Исуа (для времени формирования первых предполагается существование на земной поверхности температур ~70 °C, для вторых — ~90...160 °C. На границе архея и протерозоя температуры земной поверхности существенно понизились. На полюсах возникли обширные ледниковые покровы. В раннем и особенно среднем рифее значительные пространства материков были заняты шельфовыми морями, в которых накапливались главным образом высоко-Mg известняки и доломиты, а также кремнистые толщи. Все сказанное дало Н. А. Ясаманову основание предполагать существование в это время мягкого (морского) и очень теплого климата. Величины  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и D/H в сингенетичных кремнях из карбонатных пород надсерий Апачи и Гранд-Каньон предполагают, что 1300–1200 млн лет назад средние температуры земной поверхности составляли 40–50 °C [Knauth, Epstein, 1976]. Близкие значения получены при анализе строматолитов Урала; правда, ссылки на какие-либо исследования такого плана в статье Н. А. Ясаманова не приведены. Высокие значения Ca/Mg в строматолитах саткинской свиты позволяют предполагать, что средние температуры в середине раннего рифея варьировали от 45 (50) до 55 °C. По строматолитам авзянской свиты среднего рифея оценки температур примерно такие же (45 (55) 60 °C). Величины Ca/Mg в строматолитах катавской и укской свит позднего рифея указывают на средние температуры 25–30 и 45–50 °C. Эти оценки совпадают с оценками среднегодовых температур приповерхностных вод морей (40–50 °C), полученными при анализе изотопного состава O кремнистых образований среднего и позднего рифея [Knauth, Epstein, 1976]. По мнению Н. А. Ясаманова, климат среднего рифея был однообразным в температурном отношении и может быть охарактеризован как азональный жаркий. Позднее широтная термическая зональность становится более яркой. В позднем венде средние глобальные температуры составляли 25–30 °C, а в полярных областях существовал ослабленный тропический климат.

Рассматривая периодичность главных ледниковых событий Н. М. Чумаков [2001], особо подчеркнул, что суммирование немногих палеоклиматических индикаторов для временных отрезков, соизмеримых с периодами и отделами фанерозоя, может дать только приблизительное представление о климатической зональности в позднем докембрии, например, наметить положение холодных (временами ледниковых) и жарких (местами аридных) поясов. В отдельных случаях можно выделить и области с гумидным климатом.

К. Конди с соавторами [Condie et al., 2001] установили, что максимумы распространенности черных сланцев и значений отношения черные сланцы/общее количество сланцев характерны для интервала времени 2.0–1.7 млрд лет назад. Менее выраженные максимумы наблюдаются также для позднего неопротерозоя (800–600 млн лет назад) и позднего архея (2.7–2.5 млрд лет назад). Для глинистых сланцев этих же временных интервалов характерны максимумы индекса химического изменения (CIA), предполагающие накопление исходных осадков в условиях теплого климата. Корреляция во времени максимумов CIA и распространенности черных сланцев может быть связана как с влиянием суперплюмовых мантийных событий, так и с образованием суперконтинентов 2.7 и 1.9 млрд лет назад. Поступление на фоне суперплюмовых событий большого количества CO<sub>2</sub> в систему «атмосфера — океан», вело к увеличению скорости захоронения С и усиливало глобальное потепление.

В публикации [Valley et al., 2002] на основе установленного постоянства значений δ<sup>18</sup>O в цирконе с возрастом 4.4–2.6 млрд лет сделан вывод, что в архее поверхностные температуры были достаточно низкими. Это позволяло существовать на Земле жидкой воде и, возможно, жизни.

Основываясь на том, что время появления основных групп организмов согласуется с климатической температурой, равной их верхнему температурному пределу роста, авторы заметки [Schwartzman, Lineweaver, 2004] считают возможным, что во время появления общего предка гипертермофильных архей (вероятно, в гадее) максимальная поверхностная температура достигала ~120 °С.

Используя ионный микрозонд для исследования изотопного состава С в органостенных микрофоссилиях, извлеченных из протерозойских сланцев (возраст 1.4 млрд лет) Северного Китая, авторы работы [Kaufman, Xiao, 2003] рассчитали

величины фракционирования изотопов С и показали, что концентрация CO<sub>2</sub> в древней атмосфере была в 10...200 раз выше ее современного уровня. Это послужило основанием для предположения, что температура поверхности Земли в конце раннего/начале среднего рифея составляла от 15 до 30 °С.

Несмотря на то, что молодое Солнце было значительно менее ярким, температура поверхности ранней Земли оставалась выше точки замерзания [Kasting, 2005]. Теплый климат поддерживали более высокие концентрации в атмосфере парниковых газов (CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>). Фотолиз CH<sub>4</sub> мог создавать тонкую органическую дымку в течение большей части этого времени. Повышение концентрации O<sub>2</sub> в атмосфере в начале протерозоя (2.3 млрд лет назад) устранило большую часть CH<sub>4</sub> и, вероятно, спровоцировало палеопротерозойские оледенения. Однако концентрации CH<sub>4</sub> могли оставаться повышенными на протяжении большей части протерозоя вследствие низких концентраций растворенного O<sub>2</sub> и сульфата в глубоких частях океана и высокой степени рециркуляции органического вещества вследствие ферментации и метаногенеза.

Так как карбонатные породы довольно легко подвергаются перекристаллизации во время погружения на значительные глубины, то это представляет одну из главных проблем использования установленных для них величин δ<sup>18</sup>O для определения палеотемператур [Knauth, 2005]. Более перспективны в этом отношении кремни, состоящие из микрокристаллического кварца. В докембрии первичный кремнезем мог быть результатом ряда процессов: 1) жизнедеятельности микроорганизмов; 2) осаждения из насыщенной кремнеземом воды; 3) высвобождения во время формирования глинистых минералов; 4) образования из вулканических стекол под влиянием поровых флюидов. По всей видимости, в архейском океане опал осаждался в колоссальных объемах, приводя к окремнению как вулканических, так и осадочных образований. Важно иметь в виду, что кремневые массы не обладают сколько-нибудь заметной проницаемостью и устойчивы к процессам растворения и переотложения, столь часто изменяющим карбонатные породы. Даже во время метаморфизма величины δ<sup>18</sup>O в существенной степени не изменяются. Таким образом, изотопный состав О кремней позволяет в определенной степени судить о температурах геологического прошлого.

В 2003 г. установлено, что кремни архейской серии Онвервахт, Южная Африка, имеют значения

$\delta^{18}\text{O}$  примерно в 10 раз ниже, чем кремни из фанерозойских отложений. На основе этого сделан вывод, что поверхностные температуры 3.5 млрд лет назад были на 40 °С выше, чем в фанерозое [Knauth, Lowe, 2003]. Есть основания предполагать значительный (примерно в 3–5 раз) скачок к более высоким величинам  $\delta^{18}\text{O}$  около 2.5 млрд лет назад. Это изменение  $\delta^{18}\text{O}$  примерно соответствует общему снижению температуры на ~20 °С. Таким образом, поверхностные температуры в палеопротерозое могли составлять ~40 °С. Указанный тренд мог быть связан с сокращением количества  $\text{CO}_2$  в атмосфере во время выветривания первых по-настоящему обширных континентальных массивов и/или с исчезновением парникового эффекта. Таким образом, основываясь на данных об изотопном составе O раннедиагенетических кремней соблазнительно считать, что на протяжении всего архея температура поверхности Земли составляла ~55–85 °С. В палеопротерозое, по мере появления все более крупных кратонов, она резко снизилась и к 1.2 млрд лет назад была схожа с фанерозойской [Knauth, 2005].

Результаты интерпретации параметров древнего климата, основанные на изотопном составе O морских карбонатов и кремней, предполагают, что климат Земли был существенно теплее в далеком прошлом и оставался таким вплоть до ~400 млн лет назад. Это не согласуется с данными о древних оледенениях, свидетельствами умеренных скоростей выветривания в течение большей части истории Земли, биомаркерами, слабой светимостью молодого Солнца и рядом других фактов. Однако, авторы работы [Kasting et al., 2006], напротив, считают, что климат Земли на протяжении последних 3.5 млрд лет в основном оставался в пределах его «фанерозойских рамок». Этот вывод основан на значительном числе разнообразных предположений и аргументов. Например, на том, что морская вода была изотопно легче (примерно на 10‰) в далеком прошлом из-за иных, чем сегодня, глубин гребней срединно-океанических хребтов и более высокого теплового потока. Если это так, то низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  древних карбонатов и кремней не могут быть приняты в качестве доказательства жаркого климата в докембрии.

Авторы публикации [Robert, Chaussidon, 2006] показали, что изотопный состав Si в кремнистых отложениях с возрастом более 550 млн лет демонстрирует систематические изменения во времени. Это подтверждает, по их мнению, сделанные ранее выводы о длительном охлаждении океана и ис-

ключает постседиментационные (*s. lato*) процессы из числа основных причин изменения изотопного состава Si. Исследованная авторами коллекция включала 9 образцов кремней фанерозоя и 99 образцов кремней докембрия. Предложенная в итоге модель показывает, что изменения изотопного состава Si подразумевают изменения температуры морской воды от ~70 °С примерно 3.5 млрд лет назад до ~20 °С около 0.8 млрд лет назад.

В опубликованной в том же году работе [Kasting, Howard, 2006] ее авторы утверждают, что основанные на данных об изотопном составе O в древних осадочных породах представления о значительно более теплой (температуры поверхности от 45 до 85 °С) ранней Земле неверны. По их мнению, те же данные можно объяснить изменением с течением времени изотопного состава морской воды. Последние могли быть результатом постепенного увеличения средней глубины срединно-океанических хребтов, вызванного уменьшением геотермального теплового потока. Более «умеренную» в плане климата раннюю Землю легче согласовать и с присутствием в разрезах ледниковых отложений. Однако причины, вызвавшие ранние оледенения, все еще являются предметом дискуссии.

Отмечая, что результаты изучения изотопного состава O в осадочных кремнях использовались ранее для доказательства горячего (до 70 °С) статуса докембрийских океанов примерно 3.3 млрд лет назад, авторы работы [Shields, Kasting, 2007] высказали гипотезу, что изотопные характеристики архейских кремней могут быть следствием иного изотопного состава морской воды геологического прошлого, а не иной, чем сегодня, температуры океана. Если это так, то климат ранней Земли мог быть умеренным, как и в настоящее время, что лучше согласуется с эпохами докембрийских оледенений и ограничениями, следующими из особенностей биологической эволюции. Основным аргументом в пользу такого вывода является, по их мнению, то, что сосредоточившись на кремнях, Ф. Роберт и М. Шоссидон [Robert, Chaussidon, 2006] упустили из виду гораздо более обширную базу данных по изотопному составу O морских карбонатов [Shields, Veizer, 2002]. Исследование кремней показывает, что температура поверхностной морской воды снизилась на 50–60 °С между 2.0 и 1.0 млрд лет назад. Такое значительное падение температуры океана должно было отразиться в морской «карбонатной летописи» ростом значений  $\delta^{18}\text{O}$ , по крайней мере, на 10‰, однако в действительности этого не на-

блюдается. Если оперировать только средними величинами, то между 2.5 и 0.8 млрд лет назад можно видеть гораздо менее существенный (~5%) рост  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатных породах [Shields, Veizer, 2002]. Он может представлять следствие снижения температуры примерно на 20 °С. Этот вывод лучше согласуется с присутствием среди докембрийских пород ледниковых отложений, данными исследования микро- и макрофоссилий и биомаркеров эукариот. В то же время, вековые вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в морских кремнях и карбонатных породах, а также, возможно, и  $\delta^{30}\text{Si}$ , не обязательно должны быть связаны с температурой. Известно, что самый большой сдвиг  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатных породах имел место в раннем палеозое [Veizer et al., 1999]. Он рассматривается как следствие роста  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды, так как если бы температура была единственным фактором, определяющим значения  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатных породах, то пришлось бы предполагать существование в этот период неправдоподобно жаркого глобального климата. Вековые изменения  $\delta^{18}\text{O}$  кремней, по мнению авторов публикации [Shields, Kasting, 2007], также можно объяснить тем, что изотопный состав морской воды менялся со временем вследствие изменения ряда факторов, в частности стиля тектоники и др.

По данным [Gaucher et al., 2008], основанным на исследовании белков, палеотемпературы сред, в которых обитали живые организмы в период времени от 3.5 до 0.5 миллиарда лет, снизились на 30 °С. Этот вывод подтверждается почти идентичной тенденцией охлаждения океана, следующей из результатов исследования изотопного состава О. Таким образом, можно думать, что ранняя жизнь существовала при температуре окружающей среды, схожей с температурой современных горячих источников (верхний температурный предел для цианобактериальных матов в них составляет ~65 °С).

По мнению авторов публикации [Hren et al., 2009], более жесткие ограничения на температуру формирования современных и древних кремней без точного знания об изотопном составе воды геологического прошлого, могут быть получены по результатам комбинированного анализа величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ . Так, например, значения указанных параметров для 27 образцов полосчатых кремней формации Онвервахт (возраст 3.42 млрд лет), Южная Африка, согласуются с предположением об образовании их из воды с варьирующими, но в целом низкими температурами. Наличие обогащенных  $^{18}\text{O}$  кремнистых пород позволяет

думать о формировании их в равновесии с водами, температура которых была ниже ~40 °С. Все сказанное дает основание считать, что палеоархейский океан был изотопно иным, чем океан современный, а также являлся намного более холодным ( $\leq 40$  °С), чем считалось ранее.

В преамбуле к статье [Blake et al., 2010] авторы отмечают, что результаты исследования изотопного состава О и Si в кремнях и данные по эволюции белков позволили ранее сделать вывод о температуре океана в начале палеоархея (3.5 млрд лет назад) 55–85 °С [Knauth, Lowe, 2003; Karhu, Epstein, 1986; Robert, Chaussidon, 2006; Gaucher et al., 2008]. Однако позднее [Hren et al., 2009] на основе анализа изотопного состава О и Н в кремнях были получены аргументы в пользу того, что температура океана в архее не превышала 40 °С. В рассматриваемой публикации показано, что температуру океана также можно оценить с помощью анализа изотопного состава О фосфатов, т.к. величина  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  растворенного неорганического фосфата ( $\delta^{18}\text{O}_p$ ) отражает температуру окружающей морской воды, а также влияние биоты. В результате биологической переработки современные морские фосфаты имеют значения  $\delta^{18}\text{O}_p$  в диапазоне 19–26‰ (VSMOW), что значительно отличается от 6–8‰, характерных для апатита магматических пород и метеоритов. Авторы работы [Blake et al., 2010] изучили изотопный состав О фосфатов зеленокаменного пояса Барбертон (3.5–3.2 млрд лет), Южная Африка, и установили, что значения  $\delta^{18}\text{O}_p$  в них составляют от 9.3 до 19.9‰. Рассчитанные в итоге температуры воды варьируют от 26 до 35 °С. Наиболее высокие из полученных авторами значений  $\delta^{18}\text{O}_p$  аналогичны таковым современным морских фосфатов. Это позволяет предполагать существование в архее развитого цикла фосфора и заметной биологической активности.

Д. Шварцман [Schwartzman, 2015] считает, что имеющиеся факты свидетельствуют в пользу предположения о гораздо более тёплом, чем сейчас, климате ранней Земли. К их числу относятся: 1) результаты исследования изотопного состава О в осадочных кремнях; 2) данные о палеотемпературах деструкции белков; 3) свидетельства высоких уровней  $p\text{CO}_2$  в атмосфере архея и более высокой интенсивности процессов выветривания на суше того времени; 4) предполагаемая иная вязкость морской воды 2.7 млрд лет назад также согласуется с жарким климатом; 5) холодный архей трудно объяснить, принимая во внимание более высокие скорости поступления  $\text{CO}_2$  в атмосферу,

значительно меньшие площади суши и более слабое влияние биоты на выветривание. Все это дает основание считать, что примерно до 1.5 млрд лет назад на Земле преобладали высокие поверхностные температуры. На этом фоне отмечаются и периоды более низких температур, включая ледниковые эпизоды 2.9 (?) и 2.4–2.1 млрд лет назад.

Климат ранней Земли одними авторами считается жарким, другими — ледниковым, а предполагаемые величины рН морской воды варьируют от сильно щелочных до кислых. В публикации [Krissansen-Totton et al., 2018] для расчета согласованной истории климата и рН океана использована модель углеродного цикла, включающая эмпирически обоснованную зависимость температуры и рН от интенсивности выветривания морского дна. В результате сделано предположение, что архейский климат был, вероятно, умеренным (0–50 °С), так как выветривание в континентальных и морских обстановках буферизует поверхностные температуры. Авторы считают, что даже в экстремальных сценариях с незначительной площадью архейской суши и высоким содержанием  $\text{CH}_4$  жаркий (>50 °С) архей маловероятен. Температуры ниже 0 °С также маловероятны, если только поток дегазации в архее не был значительно ниже современного.

Рассматривая эволюцию изотопного состава О в морских оксидах железа, авторы публикации [Galili et al., 2019] подчеркивают, что величины  $\delta^{18}\text{O}$  в морских осадочных породах с архея увеличились на 10–15‰. Интерпретация этого тренда затруднена влиянием на изотопный состав пород, как температуры, так и величин  $\delta^{18}\text{O}$  в циркулирующих в породах флюидах. Новые данные о  $\delta^{18}\text{O}$  в морских оксидах железа, накапливавшихся в течение последних ~2.0 млрд лет, показывают аналогичный вековой рост. Так как при осаждении оксидов железа фракционирование О между ними и водой слабо зависит от температуры, то полученные авторами данные позволяют предположить, что основной причиной роста  $\delta^{18}\text{O}$  в морских осадках было увеличение с течением времени  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды. Более низкие, чем сегодня, значения  $\delta^{18}\text{O}$  в далеком геологическом прошлом подразумевают существование на протяжении последних 3.5 млрд лет, умеренного и стабильного климата.

В работе [Hayles et al., 2019]<sup>2</sup> обсуждаются вековые вариации изотопного состава О ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

и  $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) в морских кремнях на протяжении 3.4 млрд лет истории Земли. Авторами обнаружено, что изотопный состав О фанерозойских кремней согласуется с гипотезой об образовании их за счет поровых вод, изотопный состав О которых был неотличим от современной морской воды. Напротив, докембрийские кремни либо формировались с участием воды, отличной по своему изотопному составу от фанерозойской, либо образованы иначе, чем фанерозойские кремни. Если раннедиагнетическая история образования докембрийских кремней напоминает таковую кремней фанерозойских, то полученные результаты, по мнению авторов, означают, что изотопный состав О морской воды претерпел на протяжении нескольких миллиардов лет определенную эволюцию. Исходя из сказанного предполагается, что морская вода 3.41 млрд лет назад имела величину  $\delta^{18}\text{O} < -11\text{‰}$ , а её температура у поверхности составляла <34 °С. Данные по  $^{17}\text{O}$  также дают основание считать, что низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  в кремнях несовместимы с гипотезой о существовании в архее горячих (>70 °С) и схожих с современными по изотопному составу О океанов. Предложенная в указанной статье модель, как отмечают авторы, дает простое объяснение роста  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , фиксируемого для различных по составу морских образований, но нельзя исключать и другие сценарии, которые не требуют вековых вариаций величины  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  морской воды.

Анализ баланса масс трех изотопов О в гидросфере нашей планеты выполнен в работе [Sengupta, Pack, 2018]. Его результаты для современных океанов предполагают, что соотношение континентального выветривания и высокотемпературных изменений пород морского дна может быть на 25% больше, чем предполагалось ранее. Возможно, требуют пересмотра также оценки скорости расширения морского дна и мощности области высокотемпературных изменений океанической коры. По мнению авторов, имеющиеся в литературе изотопные характеристики архейских кремней не могут быть объяснены высокими температурами океанов или свойственными им низкими величинами  $\delta^{18}\text{O}$ . По всей видимости, постседиментационные трансформации при повышенных температурах заметно изменили исходный осадочный сигнал. Высказано предположение, что протолит архейских кремней мог когда-то уравниваться при низких температу-

<sup>2</sup> Мы не смогли найти опубликованную версию этого исследования, поэтому оперируем тем текстом, что представлен на сайте Earth@ArXiv (<https://doi.org/10.31223/osf.io/n2p5q>).

рах океанической водой с изотопным составом, близким к современному. Это подкрепляет представления о холодном архее.

Выбросы пыли на современной Земле ограничены несколькими пустынными регионами. Следовательно, атмосферная пылевая нагрузка относительно невелика и оказывает небольшое охлаждающее воздействие на поверхностный климат. Однако для докембрия выбросы пыли могли быть более распространенными из-за отсутствия на суше растительности. Расчеты авторов работы [Liu et al., 2020] показали, что глобальные выбросы пыли в докембрии, возможно, были на порядок больше, чем в настоящее время, а это могло охладить глобальный климат примерно на  $\sim 10$  °С. Сказанное позволяет предполагать, что неопротерозойский климат (когда Земля не находилась в состоянии снежного кома или ему подобном) был намного холоднее, чем тот, который моделировался в исследованиях, где не учитывались эффекты пыли.

Средняя глобальная температура Земли зависит не только от светимости Солнца, но и от альбедо и парникового эффекта. Некоторые авторы считают, что альбедо в архее было низким из-за существенно иного облачного покрова или, что обильные перистые облака на большой высоте нагревали раннюю Землю. Однако никакая комбинация низких облаков (отражающих солнечный свет) и высоких ледяных/перистых облаков (нагревающих поверхность Земли инфракрасным излучением) не решает, по мнению авторов работы [Catling, Zahnle, 2020], проблему молодого Солнца. Она снимается только существенным парниковым эффектом, вызванным, скорее, значительным содержанием в атмосфере  $\text{CO}_2$ , а не водяного пара.

В работе [Liljestrand et al., 2020] указано, что первые оценки температуры и химического состава морской воды далекого геологического прошлого были сделаны на основе сведений об изотопном составе O докембрийских кремней. Оказалось, что характерные для них величины  $\delta^{18}\text{O}$  демонстрируют с течением времени устойчивый квазилинейный рост. Этот тренд был интерпретирован на основе нескольких различных гипотез. Так, предполагалось, что изменение  $\delta^{18}\text{O}$  связано: 1) с охлаждением поверхностных слоев океана; 2) с эволюцией изотопного состава морской воды; 3) с более поздними диагенетическими трансформациями (при этом величина  $\delta^{18}\text{O}$  отражает состав диагенетических флюидов). Позднее к интерпретации результатов измерения изотопного состава

О кремней, как индикатора докембрийских температур, привлекался ряд других данных, характеризующихся иными, независимыми либо по температуре, либо по изотопному составу O морской воды, ограничениями. Это были сведения о  $\delta\text{D}$  [Knauth, Epstein, 1976; Hren et al., 2009] и  $\delta^{30}\text{Si}$  кремней [Robert, Chaussidon, 2006], а также  $\delta^{18}\text{O}$  фосфатов [Blake et al., 2010]. Но все они не разрешили указанную проблему. Данные о вариациях  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатных породах докембрия пока также не дали четкого представления о палеотемпературах докембрия [Ghosh et al., 2006; Eiler, 2007; Dennis, Schrag, 2010; Henkes et al., 2018]. Анализ величин  $\delta^{18}\text{O}$  осадочного гематита и гетита [Gallili et al., 2019] предполагает изменение с течением времени значений  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды, а данные о соотношении трех изотопов O в глинистых сланцах [Bindeman et al., 2018] указывают на изменения с течением времени наземного водного цикла. Другие исследования изотопного состава O не предполагают изменения состава морской воды, но делают акцент на эволюции процессов взаимодействия океанической коры с водой [Sengupta, Pack, 2018; Zakharov et al., 2019]. Авторы работы [Liljestrand et al., 2020] высказали предположение, что названная проблема может быть разрешена путем комплексного анализа данных как о величинах  $\delta^{18}\text{O}$ , так и о  $^{17}\text{O}$ , но оказалось, что и эти сведения не могут рассматриваться как исключительно первичный осадочный сигнал. Вопрос о том, как увидеть сквозь все последующие наслоения такой сигнал, все еще остается актуальным. Предложенная модель допускает некоторое изменение величины  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды с течением времени, но значительно меньше согласуется с представлениями о заметных изменениях температуры поверхности океана.

Известный американский исследователь Дж. У. Шопф [Schopf, 2021], анализируя прецеденты, прогресс и перспективы докембрийской палеобиологии, подчеркнул, что исходя из результатов исследования палеотемператур, полученных по соотношению стабильных изотопов  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  в докембрийских кремнях [Knauth, Lowe, 1978, 2003; Knauth, 2005], был сделан вывод о снижении с течением геологического времени температуры поверхности Земли от  $\sim 70$  °С в палеоархее до  $\sim 15$  °С в настоящее время. Этот вывод позднее оказался подкреплен и результатами исследования изотопов  $^{29}\text{Si}$  и  $^{30}\text{Si}$  в кремнях [Robert, Chaussidon, 2006]. Однако все сказанное ставилось под сомнение неопределенностями, связан-

ными с возможно иным изотопным составом воды древнего океана [Perry, 1967; Kasting et al., 2006; Hren et al., 2009], и диагенетическими и/или метаморфическими перестройками изотопных систем [Chakrabarti et al., 2012; и др.]. Необходимы были доказательства, полностью независимые от изотопных соотношений в кремнях. Ими стали результаты исследования белков [Garcia et al., 2017], позволившие подтвердить выводы, полученные на основе анализа изотопов Si, и выявившие снижение температуры поверхности Земли с ~75 °C в архее до ~35 °C в девоне.

Краткий обзор публикаций по анализу изотопного состава O и ряда других элементов, позволяющих так или иначе судить о палеотемпературах геологического прошлого, мы находим и в работе [Zakharov et al., 2021]. Её авторы отмечают, что кремни и карбонатные породы дают возможность реконструировать температуру морской воды благодаря фракционированию изотопов O между водой и различными минеральными видами. Исследования 1950-х гг. по фракционированию изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{16}\text{O}$  между кальцитом и морской водой [Epstein et al., 1951; Urey et al., 1951; и др.] заложили основу представлений о климате далекого прошлого и способствовали установлению роли  $p\text{CO}_2$  в эволюции атмосферы [Raymo, Ruddiman, 1992; Veizer et al., 1999; Berner, Kothavala, 2001; Royer et al., 2004; Miller et al., 2005]. В начале 1970-х гг. показано, что средняя величина  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в докайнозойских карбонатных породах и кремнях уменьшается на ~2‰ каждые 500 млн лет [Shields, Veizer, 2002; Prokoph et al., 2008; Veizer, Prokoph, 2015] и для архейских кремней и карбонатов она на 10–12‰ ниже среднего значения в их фанерозойских аналогах. Эти вариации интерпретировались по-разному: 1) как результат выпадение осадков в более горячих (до 55–85 °C [Knauth, Lowe, 2003; Robert, Chaussidon, 2006]) океанах; 2) как следствие гораздо более низкого отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в морской воде и аналогичной современной температуре океана [Kasting et al., 2006]; 3) как отражение постседиментационного изменения первичного изотопного сигнала [Degens, Epstein, 1964; Ryb, Eiler, 2018]. Некоторые авторы [Jaffres et al., 2007; Bindeman, 2021] считали возможным и комбинацию всех названных гипотез.

При оценке всего сказанного выше важно иметь в виду, что две первые гипотезы ведут к весьма разным представлениям о вековой эволюции Земли от гадея до примерно 400 млн лет назад. Значительно более высокие температуры

в докембрийских океанах предполагают и высокие концентрации парниковых газов в атмосфере, компенсирующие «парадокс слабого молодого Солнца» [Kasting, 1993; Pavlov et al., 2000; Berner, Kothavala, 2001]. Однако эта точка зрения противоречит надежно установленным фактам существования длительных эпох оледенений в палео- и неопротерозое. С другой стороны, значительно более низкое отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  морской воды трудно поддерживать в геологически длительных масштабах времени, так как её изотопный состав при реакции с базальтами срединно-океанических хребтов буферизуется изотопным составом O океанической коры [Muehlenbachs, Clayton, 1972; Holland, 1984]. Постседиментационные преобразования (гипотеза 3) также в существенной степени влияют на изотопный состав Si и O в древних кремнистых отложениях [Robert, Chaussidon, 2006; Marin et al., 2010; Marin-Carbonne et al., 2012; Stefurak et al., 2015; Cammack et al., 2018], однако, предполагается, что, хотя такие преобразования, несомненно, важны для биогенных и химических осадков, исходный сигнал морской воды, по крайней мере, частично в них сохраняется. Вероятно, такой сигнал может быть распознан с помощью комбинации методов, например, высокоразрешающих измерений изотопных отношений, исследований особенностей распределения редких и рассеянных элементов и соотношений трех изотопов O и др. Временной тренд изменения изотопного состава O определяется в настоящее время также данными по сланцам [Bindeman et al., 2016, 2018], фосфатам [Karhu, Epstein, 1986] и оксидам железа [Galili et al., 2019]. Все эти данные показывают сходный тренд первого порядка от низких к высоким отношениям  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  для всей геологической шкалы времени, потенциально отражая вековую эволюцию гидросферы.

Недавние исследования [Levin et al., 2014; Sengupta, Pack, 2018; Hayles et al., 2019; Liljestrand et al., 2020], основанные на высокоточных измерениях трех изотопов O кремней, возраст которых варьирует от архея до фанерозоя, показали одновременное изменение значений  $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Выполненные авторами публикации [Zakharov et al., 2021] высокоразрешающие исследования особенностей распределения изотопов O в докембрийских кремнях, подтвердили полигенную природу последних, и показали ограниченную применимость получаемых данных для прямой реконструкции изотопного состава морской воды и температур поверхности Земли. Однако все же считается, что,

несмотря на сложность процесса осаждения кремней и прохождения ими нескольких этапов диагенетических и метаморфических преобразований, установленный в результате многочисленных исследований вековой изотопный тренд по-прежнему лучше всего объясняется температурным контролем, но не связанным прямо/непосредственно с температурой океана. При этом ранние высокотемпературные диагенетические и гидротермальные процессы, происходившие на фоне циркуляции морской воды в донных отложениях, могут объяснить изотопные особенности некоторых архейских кремней без необходимости считать, что изотопный состав О земной гидросферы был в архее заметно иным, чем в настоящее время.

Предпринятый авторами работы [Cosgrove et al., 2024] количественный анализ осадочных последовательностей эолового, аллювиального, речного, озерного и ледникового происхождения позволил сделать вывод, что в докембрии наблюдается слишком малая доля эоловых отложений. Предполагается, что это может быть следствием ряда причин, в том числе потенциально более жаркого и влажного климата, ограничивавшего доступность сухого песка. В указанной работе также отмечено, что большинство исследователей сомневаются в изотопных выводах о постоянно высоких архейских температурах поверхности Земли. Аргументы в пользу этого несколько различны: 1) температуры поверхности были похожи на сегодняшние, поскольку величина  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды увеличилась примерно на 15‰ с 3.5 млрд лет назад; 2) древние кремни и карбонаты не обладают первичными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  из-за высоких температур эпигенеза/метаморфизма или влияния гидротермальных флюидов. Результаты филогенетического анализа как будто бы указывают на существование в далеком прошлом термофильных микробов. Эти данные также использовались как аргумент в пользу горячих архейских океанов [Gaucher et al., 2008; Garcia et al., 2017]. Однако другие реконструкции и биохимические соображения предполагают наличие мезофильного (<50 °C) общего предка [Boussau et al., 2008; Cantine, Fournier, 2018] и, соответственно, менее нагретых водных масс. Общий вывод авторов в итоге таков — климат архея, вероятно, был в основном умеренным. Хотя некоторые утверждают, что он был жарким, ледниковые породы 2.7, 2.9 и 3.5 млрд лет назад и изотопные данные ставят эту идею под сомнение; текущее понимание обратных связей в углеродном цикле предпо-

лагает температуру поверхности в пределах от 0 до 40 °C [Cosgrove et al., 2024].

## Заключение

Конечно, то, что приведено выше, это далеко не все работы, затрагивающие интересующую нас проблему. Но уже и из сделанного обзора видно, что интерес исследователей в основном привлекают весьма далекие интервалы геологического времени, тогда как информации о палеоклимате позднего протерозоя, длительность которого превышает 1 млрд лет, существенно меньше.

В последние десятилетия для палеоклиматических реконструкций кроме перечисленных выше изотопно-геохимических подходов и методов, широко используется индекс химического изменения [Nesbitt, Young, 1982]:  $\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}^*)$ , рассчитываемый по валовому химическому составу глинистых пород с использованием мольных долей оксидов. Изучение взаимосвязи химического состава почв и речных осадков, а также ледниковых и постледниковых отложений и количественных характеристик палеоклимата, в том числе среднегодовых температур (СГТ) и среднегодового суммарного количества осадков (СГСО), позволило предложить ряд уравнений, связывающих интенсивность выветривания и факторы среды [Sheldon et al., 2002; Perri, 2020; Deng et al., 2022; и др.].

Так, в работе [Sheldon et al., 2002] на примере палеопочв Северной Америки показано, что значения СГСО и CIA связаны уравнением  $\text{СГСО} = 221.12e^{0.0197(\text{CIA}-\text{K})}$ . Здесь CIA-K — индекс химического изменения, в формуле которого нет  $\text{K}_2\text{O}$ .

Анализ процессов выветривания гранитоидов позволил придать этому уравнению вид  $\text{СГСО} = 169e^{0.0271(\text{CIA})}$  [Perri, 2020].

В публикации [Deng et al., 2022] для дельтовых и мелководно-морских глинистых образований приведено следующее уравнение:  $\text{CIA} = 1.02\text{СГТ} + 59.23$ .

На основе СГТ и СГСО можно, как известно, рассчитать также индекс аридизации Кёппена [Köppen, 1923]:  $AI_{\text{Köppen}} = \text{СГСО} / (\text{СГТ} + 33)$ . При  $AI_{\text{Köppen}} < 5.7$  климат считается аридным, при  $5.7 \leq AI_{\text{Köppen}} < 10.4$  — семиаридным, а в случаях  $AI_{\text{Köppen}} > 10.4$  — семигумидным и гумидным [Zhang et al., 2016].

Перечисленные приемы и подходы использованы недавно нами [Маслов, Мельничук, 2025; Мельничук, Маслов, 2025] для вычисления и анализа величин СГТ и СГСО по данным о валовом

химическом составе глинистых пород стратотипа рифея, охватывающего по современным представлениям интервал времени от 1750 до 600 млн лет назад. В результате установлено, что значения СГТ на протяжении рифея варьировали от  $6.6 \pm 3.1$  (бедерышинское время) до  $22.6 \pm 4.6$  °С (машакское время), а величины СГСО — от  $1.07 \pm 0.11$  до  $1.47 \pm 0.16$  м/год. Однако понятно, что указанные данные — это даже «не капля в море» и необходимо попытаться расширить базу таких сведений в ближайшее время.

### Список литературы

- Борисов А. А.* Палеоклиматы территории СССР. Л.: Издательство Ленинградского университета, 1965. 113 с.
- Будыко М. И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 351 с.
- Будыко М. И., Ронов А. Б., Янишин А. Л.* История атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 209 с.
- Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обитатели человечества / Отв. ред. М. И. Кузьмин, В. В. Ярмолюк. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2021. 327 с.
- Кислов А. В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК Наука. Интерпериодика, 2001. 351 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Отв. ред. М. А. Семихатов, Чумаков Н. М. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Лобанов В. А.* Лекции по климатологии. Ч. 2. Динамика климата. Кн. 2. СПб.: РГГМУ, 2018. 377 с.
- Маслов А. В., Мельничук О. Ю.* Приповерхностная температура и климат 1750–600 млн лет назад на примере глинистых пород стратотипа рифея (Южный Урал) // Доклады АН. Науки о Земле. 2025. Т. 522. № 2. С. 319–327. <https://doi.org/10.31857/S2686739725060189>
- Мельничук О. Ю., Маслов А. В.* Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата // Литосфера. 2025. Т. 25. № 4. С. 725–747. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2025-25-4-725-747>
- Монин А. С., Шишков Ю. А.* История климата. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 407 с.
- Переведенцев Ю. П.* Теория климата. Учебное пособие. Казань: Издательство Казанского университета, 2009. 504 с.
- Полтараус Б. В., Кислов А. В.* Климатология (палеоклиматология, теория климата). М.: Издательство МГУ, 1986. 144 с.
- Салон Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
- Суркова Г. В.* Химия атмосферы. М.: ИНФРА-М, 2020. 184 с.
- Чумаков Н. М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
- Чумаков Н. М.* Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Доклады Академии наук. 2001. Т. 367. № 5. С. 656–659.
- Ясаманов Н. А.* Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 295 с.
- Ясаманов Н. А.* Климаты рифейского и вендского времени // Вестник Московского университета. 1994. № 2. С. 46–55.
- Berner R. A., Kothavala Z.* Geocarb III: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic Time // American Journal of Science. 2001. V. 301. No. 2. P. 182–204. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.2.182>
- Bindeman I. N.* Triple oxygen isotopes in evolving continental crust, granites, and clastic sediments // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2021. V. 86. No. 1. P. 241–290. <https://doi.org/10.2138/rmg.2021.86.08>
- Bindeman I. N., Bekker A., Zakharov D. O.* Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: A record of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event // Earth Planetary Science Letters. 2016. V. 437. P. 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.029>
- Bindeman I. N., Zakharov D. O., Palandri J., Greber N. D., Dauphas N., Retallack G. J., Hofmann A., Lackey J. S., Bekker A.* Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago // Nature. 2018. V. 557. P. 545–548. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0131-1>
- Blake R. E., Chang S. J., Lepland A.* Phosphate oxygen isotopic evidence for a temperate and biologically active Archaean ocean // Nature. 2010. V. 464. No. 7291. P. 1029–1032. <https://doi.org/10.1038/nature08952>
- Boussau B., Blanquart S., Necsulea A., Lartillot N., Gouy M.* Parallel adaptations to high temperatures in the Archaean eon // Nature. 2008. V. 456. No. 7224. P. 942–945. <https://doi.org/10.1038/nature07393>
- Cammack J. N., Spicuzza M., Cavosie A., Van Kranendonk M., Hickman A., Kozdon R., Orland I., Kitajima K., Valley J.* SIMS microanalysis of the Strelley Pool Formation cherts and the implications for the secular-temporal oxygen-isotope trend of cherts // Precambrian Research. 2018. V. 304. P. 125–139. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.11.005>
- Cantine M. D., Fournier G. P.* Environmental adaptation from the origin of life to the Last Universal Common Ancestor // Origins of Life and Evolution of Biospheres. 2018. V. 48. No. 1. P. 35–54. <https://doi.org/10.1007/s11084-017-9542-5>
- Catling D. C., Zahnle K. J.* The Archean atmosphere // Science Advances. 2020. V. 6. No. 9. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1420>
- Chakrabarti R., Knoll A. H., Jacobsen S. B., Fischer W. W.* Si isotope variability in Proterozoic cherts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. V. 91. P. 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.025>
- Climate in Earth History. Studies in Geophysics. Washington, DC: The National Academies Press, 1982. 212 p. <https://doi.org/10.17226/11798>
- Condie K. C., Des Marais D. J., Abbott D.* Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? // Precambrian Research.

2001. V. 106. No. 3–4. P. 239–260. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00097-8](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00097-8)

Cosgrove G. I. E., Colomera L., Mountney N. P. The Precambrian continental record: A window into early Earth environments // *Precambrian Research*. 2024. V. 402. P. 107286. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107286>

Crowley T. J., Baum S. K. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian Ice Extent // *Journal of Geophysical Research*. 1993. V. 98. No. D9. P. 16723–16732. <https://doi.org/10.1029/93JD01415>

Degens E. T., Epstein S. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1964. V. 28. No. 1. P. 23–44. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90053-5)

Deng K., Yang S., Guo Y. A global temperature control of silicate weathering intensity // *Nature communications*. 2022. V. 13. No. 1. P. 1781. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0>

Dennis K. J., Schrag D. P. Clumped isotope thermometry of carbonatites as an indicator of diagenetic alteration // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. No. 14. P. 4110–4122. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.04.005>

Eiler J. M. “Clumped-isotope” geochemistry — the study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 262. No. 3–4. P. 309–327. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.020>

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H., Urey H. C. Carbonate — water isotopic temperature scale // *Geological Society of America Bulletin*. 1951. V. 62. No. 4. P. 417–426. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[417:CITS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[417:CITS]2.0.CO;2)

Frakes L. A. *Climates Throughout Geologic Time*. Amsterdam: Elsevier, 1979. 310. p.

Galili N., Shemesh A., Yam R., Brailovsky I., Sela-Adler M., Schuster E. M., Collom C., Bekker A., Planavsky N., Macdonald F. A., Preat A., Rudmin M., Trela W., Sturesson U., Heikoop J. M., Aurell M., Ramajo J., Halevy I. The geologic history of seawater oxygen isotopes from marine iron oxides // *Science*. 2019. V. 365. No. 6452. P. 469–473. <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/31371609/> <https://doi.org/10.1126/science.aaw9247>

Garcia A. K., Schopf J. W., Yokobori S.-I., Akanuma S., Yamagishi A. Reconstructed ancestral enzymes suggest long-term cooling of Earth’s photic zone since the Archean // *The Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2017. V. 114. No. 18. P. 4619–4624. <https://doi.org/10.1073/pnas.1702729114>

Gaucher E. A., Govindarajan S., Ganesh O. K. Paleotemperature trend for Precambrian life inferred from resurrected proteins // *Nature*. 2008. V. 451. No. 7179. P. 704–707. <https://doi.org/10.1038/nature06510>

Ghosh P., Adkins J., Affek H., Balta B., Guo W., Schauble E. A., Schrag D., Eiler J. M.  $^{13}\text{C}$  —  $^{18}\text{O}$  bonds in carbonate minerals: a new kind of paleothermometer // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. No. 6. P. 1439–1456. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.014>

Hayles J. A., Yeung L. Y., Homann M., Banerjee A., Jiang H., Shen B., Lee C.-T. A. Three billion year secular evolution of the triple oxygen isotope composition of marine chert // Preprint. 2019. <https://eartharxiv.org/n2p5q/download?format=pdf>

Henkes G. A., Passey B. H., Grossman E. L., Shenton B. J., Yancey T. E., Pérez-Huerta A. Temperature evolution and the oxygen isotope composition of Phanerozoic oceans from carbonate clumped isotope thermometry // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 490. P. 40–50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.001>

Holland H. D. *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*. Princeton: Princeton University Press, 1984. 598. p.

Hren M. T., Tice M. M., Chamberlain C. P. Oxygen and hydrogen isotope evidence for a temperate climate 3.42 billion years ago // *Nature*. 2009. V. 462. No. 7270. P. 205–208. <https://doi.org/10.1038/nature08518>

Jaffres J. B. D., Shields G. A., Wallmann K. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years // *Earth-Science Reviews*. 2007. V. 83. No. 1–2. P. 83–122. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.04.002>

Karhu J., Epstein S. The implication of the oxygen isotope records in coexisting cherts and phosphates // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. V. 50. No. 8. P. 1745–1756. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90136-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90136-5)

Kasting J. F. Earth’s early atmosphere // *Science*. 1993. V. 259. No. 5097. P. 920–926. <https://doi.org/10.1126/science.11536547>

Kasting J. F. Methane and climate during the Precambrian era // *Precambrian Research*. 2005. V. 137. P. 119–129. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.03.002>

Kasting J. F., Howard M. T. Atmospheric composition and climate on the early Earth // *Philosophical Transactions of the Royal Society B*. 2006. V. 361. No. 1474. P. 1733–1742. <https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1902>

Kasting J. F., Howard M. T., Wallmann K., Veizer J., Shields G., Jaffrés J. Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 252. No. 1–2. P. 82–93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.029>

Kaufman A. J., Xiao S. High  $\text{CO}_2$  levels in the Proterozoic atmosphere estimated from analyses of individual microfossils // *Nature*. 2003. V. 425. No. 6955. P. 279–282. <https://doi.org/10.1038/nature01902>

Knauth L. P. Temperature and salinity history of the Precambrian ocean: implications for the course of microbial evolution // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. V. 219. P. 53–69. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.014>

Knauth L. P., Lowe D. R. High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa // *Geological Society of America Bulletin*. 2003. V. 115. P. 566–580. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0566:HACTIF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0566:HACTIF>2.0.CO;2)

Knauth L. P., Lowe D. R. Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht group (3.4 billion years), Transvaal, South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. V. 41. P. 209–222. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(78\)90011-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90011-0)

- Knauth L. P., Epstein S.* Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1976. V. 40. P. 1095–1108. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90051-X)
- Köppen W.* Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. Berlin: Walter de Gruyter & Company, 1923. 369. p.
- Krissansen-Totton J., Arney G. N., Catling D. C.* Constraining the climate and ocean pH of the early Earth with a geological carbon cycle model // *The Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2018. V. 115. No. 16. P. 4105–4110. <https://doi.org/10.1073/pnas.1721296115>
- Kuhn W. R., Kasting J. F.* Effect of increased CO<sub>2</sub> concentrations on surface temperature of the early Earth // *Nature*. 1983. V. 301. P. 53–55. <https://doi.org/10.1038/301053a0>
- Levin N. E., Raub T. D., Dauphas N., Eiler J. M.* Triple oxygen isotope variations in sedimentary rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 139. P. 173–189. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.04.034>
- Liljestrand F. L., Knoll A. H., Tosca N. J., Cohen P. A., Macdonald F. A., Peng Y., Johnston D. T.* The triple oxygen isotope composition of Precambrian chert // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. V. 537. P. 116167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116167>
- Liu P., Liu Y., Peng Y., Lamarque J.-F., Wang M., Hu Y.* Large influence of dust on the Precambrian climate // *Nature communications*. 2020. V. 11. P. 4427. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18258-2>
- Marin J., Chaussidon M., Robert F.* Microscale oxygen isotope variations in 1.9 Ga Gunflint cherts: assessments of diagenesis effects and implications for oceanic paleotemperature reconstructions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 116–130. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.09.016>
- Marin-Carbonne J., Chaussidon M., Robert F.* Micrometer-scale chemical, isotopic criteria (O and Si) on the origin and history of Precambrian cherts: Implications for paleo-temperature reconstructions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. V. 92. P. 129–147. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.040>
- Miller K. G., Kominz M. A., Browning J. V., Wright J. D., Mountain G. S., Katz M. E., Sugarman P. J., Cramer B. S., Christie-Blick N., Pekar S. F.* The Phanerozoic record of global sea-level change // *Science*. 2005. V. 310. P. 1293–1298. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>
- Muehlenbachs K., Clayton R. N.* Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1972. V. 9. P. 172–184. <https://doi.org/10.1139/e72-014>
- Nesbitt H. W., Young G. M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Owen T., Cess R., Ramanathan V.* Enhanced CO<sub>2</sub> greenhouse to compensate for reduced solar luminosity on early Earth // *Nature*. 1979. V. 277. P. 640–642. <https://doi.org/10.1038/277640a0>
- Pavlov A. A., Hurtgen M. T., Kasting J. F., Arthur M. A.* Methane-rich Proterozoic atmosphere? // *Geology*. 2003. V. 31. No. 1. P. 87–90. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0087:MRPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0087:MRPA>2.0.CO;2)
- Pavlov A. A., Kasting J. F., Brown L. L., Rages K. A., Freedman R.* Greenhouse warming by CH<sub>4</sub> in the atmosphere of early Earth // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2000. V. 105. P. 11981–11990. <https://doi.org/10.1029/1999JE001134>
- Perri F.* Chemical weathering of crystalline rocks in contrasting climatic conditions using geochemical proxies: An overview // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. V. 556. P. 109873. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109873>
- Perry E. C.* The oxygen isotope chemistry of ancient cherts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1967. V. 3. P. 62–66. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(67\)90012-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(67)90012-x)
- Prokoph A., Shields G. A., Veizer J.* Compilation and time-series analysis of a marine carbonate δ<sup>18</sup>O, δ<sup>13</sup>C, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and δ<sup>34</sup>S database through Earth history // *Earth-Science Reviews*. 2008. V. 87. No. 3–4. P. 113–133. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003>
- Raymo M. E., Ruddiman W. F.* Tectonic forcing of late Cenozoic climate // *Nature*. 1992. V. 359. No. 6391. P. 117–122. <https://doi.org/10.1038/359117a0>
- Robert F., Chaussidon M.* A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts // *Nature*. 2006. V. 443. No. 7114. P. 969–972. <https://doi.org/10.1038/nature05239>
- Royer D. L., Berner R. A., Montañez I. P., Tabor N. J., Beerling D. J.* CO<sub>2</sub> as a primary driver of Phanerozoic climate // *GSA Today*. 2004. V. 14. P. 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<4:CAAPDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<4:CAAPDO>2.0.CO;2)
- Ryb U., Eiler J. M.* Oxygen isotope composition of the Phanerozoic ocean and a possible solution to the dolomite Problem // *The Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2018. V. 115. No. 26. P. 6602–6607. <https://doi.org/10.1073/pnas.1719681115>
- Schopf J. W.* Precambrian Paleobiology: Precedents, Progress, and Prospects // *Frontiers in Ecology and Evolution*. 2021. V. 9. P. 707072. <https://doi.org/10.3389/fevo.2021.707072>
- Schwartzman D. W.* The Case for a Hot Archean Climate and its Implications to the History of the Biosphere. 2015. 25. p. <https://arxiv.org/abs/1504.00401> <https://doi.org/10.48550/arXiv.1504.00401>
- Schwartzman D., Lineweaver C. H.* Precambrian Surface Temperatures and Molecular Phylogeny // *Bioastronomy 2002: Life Among the Stars*. IAU Symposium. 2004. P. 355–358.
- Sengupta S., Pack A.* Triple oxygen isotope mass balance for the Earth's oceans with application to Archean cherts // *Chemical Geology*. 2018. V. 495. P. 18–26. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.012>
- Sheldon N. D., Retallack G. J., Tanaka S.* Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon // *The Journal of Geology*. 2002. V. 110. No. 6. P. 687–696. <https://doi.org/10.1086/342865>
- Shields G. A., Kasting J. F.* Evidence for hot early oceans? // *Nature*. 2007. V. 447. No. 7140. P. E1 — E1. <https://doi.org/10.1038/nature05830>

- Shields G., Veizer J.* Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2002. V. 3. No. 6. P. 1031. <https://doi.org/10.1029/2001GC000266>
- Sonett C.P., Chan M.A.* Neoproterozoic Earth-Moon dynamics: rework of the 900 Ma Big Cottonwood Canyon tidal laminae // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25. No. 4. P. 539–542. <https://doi.org/10.1029/98GL00048>
- Stefurak E.J., Fischer W.W., Lowe D.R.* Texture-specific Si isotope variations in Barberton Greenstone Belt cherts record low temperature fractionations in early Archean seawater // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 150. P. 26–52. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.11.014>
- Urey H.C., Lowenstam H.A., Epstein S., McKinney C.R.* Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States // *Geological Society of America Bulletin*. 1951. V. 62. No. 4. P. 399–416. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[399:MOPATO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[399:MOPATO]2.0.CO;2)
- Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A.* A cool early Earth // *Geology*. 2002. V. 30. No. 4. P. 351–354. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0351:ACEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0351:ACEE>2.0.CO;2)
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // *Chemical Geology*. 1999. V. 161. No. 1–3. P. 59–88. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00081-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9)
- Veizer J., Prokoph A.* Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 146. P. 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.008>
- Walker J.C.G.* Precambrian evolution of the climate system // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Global and Planetary Change Section). 1990. V. 2. No. 3–4. P. 261–289. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(90\)90005-W](https://doi.org/10.1016/0921-8181(90)90005-W)
- Zakharov D., Bindeman I., Tanaka R., Friðleifsson G., Reed M., Hampton R.* Triple oxygen isotope systematics as a tracer of fluids in the crust: a study from modern geothermal systems of Iceland // *Chemical Geology*. 2019. V. 530. P. 119312. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119312>
- Zakharov D.O., Marin-Carbonne J., Alleon J., Bindeman I.N.* Triple Oxygen Isotope Trend Recorded by Precambrian Cherts: A Perspective from Combined Bulk and in situ Secondary Ion Probe Measurements // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2021. V. 86. P. 323–365. <https://doi.org/10.2138/rmg.2021.86.10>
- Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S.* A new paleoclimate classification for deep time // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. V. 443. P. 98–106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041>
- Budyko M.I.* (1980) Climate in the past and future. Leningrad: Gidrometeoizdat. 351. p. (In Russian).
- Budyko M.I., Ronov A.B., Yanshin A.L.* (1985) History of the atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat. 209. p. (In Russian).
- Geological evolution of the Earth: from cosmic dust to the abode of humanity (2021) (Eds) M.I. Kuzmin, V.V. Yarmolyuk. Novosibirsk: Academic Publishing House “Geo”. 327. p. (In Russian).
- Kislov A.V.* (2001) Climate in the past, present and future. Moscow: MAIK Nauka/Interperiodica. 351. p. (In Russian).
- Climate in the era of major biosphere restructuring (2004) (Eds) M.A. Semikhatov, N.M. Chumakov. Moscow: Nauka Publ., 299. p. (In Russian).
- Lobanov V.A.* (2018) Lectures on climatology. Part 2. Climate dynamics. Book 2. St. Petersburg: RGGMU. 377. p. (In Russian).
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu.* (2025) Surface temperature and climate 1750–600 million years ago: clay rocks of the Riphean stratotype (Southern Urals). *Doklady of Earth Sciences*. 522 (2), 319–327. <https://doi.org/10.31857/S2686739725060189> (In Russian).
- Melnichuk O.Yu., Maslov A.V.* (2025) Chemical composition of clay rocks of the Riphean stratotype and some quantitative characteristics of the paleoclimate. *Lithosphere (Russia)*. 25 (4), 725–747. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2025-25-4-725-747> (In Russian).
- Monin A.S., Shishkov Yu.A.* (1979) History of climate. Leningrad: Gidrometeoizdat. 407. p. (In Russian).
- Perevedentsev Yu.P.* (2009) Climate Theory. Study Guide. Kazan: Kazan University Publishing House. 504. p. (In Russian).
- Poltaraus B.V., Kislov A.V.* (1986) Climatology (palaeoclimatology, climate theory). Moscow: Moscow State University Publishing House. 144. p. (In Russian).
- Salop L.I.* (1982) Geological development of the Earth in the Precambrian. Leningrad: Nedra Publ. 343. p. (In Russian).
- Sinitsyn V.M.* (1980) Introduction to paleoclimatology. Leningrad: Nedra Publ. 248. p. (In Russian).
- Surkova G.V.* (2020) Atmospheric Chemistry. Moscow: INFRA-M. 184. p. (In Russian).
- Chumakov N.M.* (2015) Glaciations of the Earth: History, stratigraphic significance and role in the biosphere. Moscow: GEOS Publ. 160. p. (In Russian).
- Chumakov N.M.* (2001) Periodicity of the main glacial events and their correlation with the endogenous activity of the Earth. *Doklady Earth Sciences*. 367 (5), 656–659. (In Russian).
- Yasamanov N.A.* (1985) Ancient climates of the Earth. Leningrad: Gidrometeoizdat. 295. p. (In Russian).
- Yasamanov N.A.* (1994) Climates of the Riphean and Vendian times. *Bulletin of Moscow University*. (2), 46–55. (In Russian).
- Berner R.A., Kothavala Z.* (2001) Geocarb III: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic Time. *American Journal of Science*. 301 (2), 182–204. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.2.182>

## References

Borisov A.A. (1965) Paleoclimates of the USSR territory. Leningrad: Leningrad University Publishing House. 113. p. (In Russian).

- Bindeman I. N. (2021) Triple oxygen isotopes in evolving continental crust, granites, and clastic sediments. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 86 (1), 241–290. <https://doi.org/10.2138/rmg.2021.86.08>
- Bindeman I. N., Bekker A., Zakharov D. O. (2016) Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: A record of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event. *Earth Planetary Science Letters*. 437, 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.029>
- Bindeman I. N., Zakharov D. O., Palandri J., Greber N. D., Dauphas N., Retallack G. J., Hofmann A., Lackey J. S., Bekker A. (2018) Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago. *Nature*. 557, 545–548. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0131-1>
- Blake R. E., Chang S. J., Lepland A. (2010) Phosphate oxygen isotopic evidence for a temperate and biologically active Archaean ocean. *Nature*. 464 (7291), 1029–1032. <https://doi.org/10.1038/nature08952>
- Boussau B., Blanquart S., Necsulea A., Lartillot N., Gouy M. (2008) Parallel adaptations to high temperatures in the Archaean eon. *Nature*. 456 (7224), 942–945. <https://doi.org/10.1038/nature07393>
- Cammack J. N., Spicuzza M., Cavosie A., Van Kranendonk M., Hickman A., Kozdon R., Orland I., Kitajima K., Valley J. (2018) SIMS microanalysis of the Strelley Pool Formation cherts and the implications for the secular-temporal oxygen-isotope trend of cherts. *Precambrian Research*. 304, 125–139. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.11.005>
- Cantine M. D., Fournier G. P. (2018) Environmental adaptation from the origin of life to the Last Universal Common Ancestor. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*. 48 (1), 35–54. <https://doi.org/10.1007/s11084-017-9542-5>
- Catling D. C., Zahnle K. J. (2020) The Archean atmosphere. *Science Advances*, 6 (9). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1420>
- Chakrabarti R., Knoll A. H., Jacobsen S. B., Fischer W. W. (2012) Si isotope variability in Proterozoic cherts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 91, 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.025>
- Climate in Earth History. *Studies in Geophysics* (1982) Washington, DC: The National Academies Press. 212 p. <https://doi.org/10.17226/11798>
- Condie K. C., Des Marais D. J., Abbott D. (2001) Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? *Precambrian Research*. 106 (3–4), 239–260. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00097-8](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00097-8)
- Cosgrove G. I. E., Colombera L., Mountney N. P. (2024) The Precambrian continental record: A window into early Earth environments. *Precambrian Research*. 402, 107286. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107286>
- Crowley T. J., Baum S. K. (1993) Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian Ice Extent. *Journal of Geophysical Research*. 98 (D9), 16723–16732. <https://doi.org/10.1029/93JD01415>
- Degens E. T., Epstein S. (1964) Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 28 (1), 23–44. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90053-5)
- Deng K., Yang S., Guo Y. (2022) A global temperature control of silicate weathering intensity. *Nature communications*. 13 (1), 1781. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0>
- Dennis K. J., Schrag D. P. (2010) Clumped isotope thermometry of carbonatites as an indicator of diagenetic alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 74 (14), 4110–4122. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.04.005>
- Eiler J. M. (2007) “Clumped-isotope” geochemistry — the study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues. *Earth and Planetary Science Letters*. 262 (3–4), 309–327. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.020>
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H., Urey H. C. (1951) Carbonate — water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*. 62 (4), 417–426. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[417:CITS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[417:CITS]2.0.CO;2)
- Frakes L. A. (1979) *Climates Throughout Geologic Time*. Amsterdam: Elsevier. 310. p.
- Galili N., Shemesh A., Yam R., Brailovsky I., Sela-Adler M., Schuster E. M., Collom C., Bekker A., Planavsky N., Macdonald F. A., Preat A., Rudmin M., Trela W., Stuesson U., Heikoop J. M., Aurell M., Ramajo J., Halevy I. (2019) The geologic history of seawater oxygen isotopes from marine iron oxides. *Science*. 365 (6452), 469–473. <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/31371609/> <https://doi.org/10.1126/science.aaw9247>
- Garcia A. K., Schopf J. W., Yokobori S.-I., Akanuma S., Yamagishi A. (2017) Reconstructed ancestral enzymes suggest long-term cooling of Earth’s photic zone since the Archean. *The Proceedings of the National Academy of Sciences*. 114 (18), 4619–4624. <https://doi.org/10.1073/pnas.1702729114>
- Gaucher E. A., Govindarajan S., Ganesh O. K. (2008) Paleotemperature trend for Precambrian life inferred from resurrected proteins. *Nature*. 451 (7179), 704–707. <https://doi.org/10.1038/nature06510>
- Ghosh P., Adkins J., Affek H., Balta B., Guo W., Schauble E. A., Schrag D., Eiler J. M. (2006) <sup>13</sup>C — <sup>18</sup>O bonds in carbonate minerals: a new kind of paleothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 70 (6), 1439–1456. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.014>
- Hayles J. A., Yeung L. Y., Homann M., Banerjee A., Jiang H., Shen B., Lee C.-T. A. (2019) Three billion year secular evolution of the triple oxygen isotope composition of marine chert. Preprint. <https://eartharxiv.org/n2p5q/download?format=pdf>
- Henkes G. A., Passey B. H., Grossman E. L., Shenton B. J., Yancey T. E., Pérez-Huerta A. (2018) Temperature evolution and the oxygen isotope composition of Phanerozoic oceans from carbonate clumped isotope thermometry. *Earth and Planetary Science Letters*. 490, 40–50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.001>
- Holland H. D. (1984) *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*. Princeton: Princeton University Press. 598. p.
- Hren M. T., Tice M. M., Chamberlain C. P. (2009) Oxygen and hydrogen isotope evidence for a temperate climate 3.42 billion years ago. *Nature*. 462 (7270), 205–208. <https://doi.org/10.1038/nature08518>

- Jaffres J. B. D., Shields G. A., Wallmann K. (2007) The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. *Earth-Science Reviews*. 83 (1–2), 83–122. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.04.002>
- Karhu J., Epstein S. (1986) The implication of the oxygen isotope records in coexisting cherts and phosphates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 50 (8), 1745–1756. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90136-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90136-5)
- Kasting J.F. (1993) Earth's early atmosphere. *Science*. 259 (5097), 920–926. <https://doi.org/10.1126/science.11536547>
- Kasting J.F. (2005) Methane and climate during the Precambrian era. *Precambrian Research*. 137, 119–129. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.03.002>
- Kasting J.F., Howard M. T. (2006) Atmospheric composition and climate on the early Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*. 361 (1474), 1733–1742. <https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1902>
- Kasting J.F., Howard M. T., Wallmann K., Veizer J., Shields G., Jaffrés J. (2006) Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater. *Earth and Planetary Science Letters*. 252 (1–2), 82–93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.029>
- Kaufman A.J., Xiao S. (2003) High CO<sub>2</sub> levels in the Proterozoic atmosphere estimated from analyses of individual microfossils. *Nature*. 425 (6955), 279–282. <https://doi.org/10.1038/nature01902>
- Knauth L. P. (2005) Temperature and salinity history of the Precambrian ocean: implications for the course of microbial evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 219, 53–69. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.014>
- Knauth L. P., Epstein S. (1976) Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 40, 1095–1108. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90051-X)
- Knauth L. P., Lowe D. R. (2003) High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*. 115, 566–580. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0566:HACTIF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0566:HACTIF>2.0.CO;2)
- Knauth L. P., Lowe D. R. (1978) Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht group (3.4 billion years), Transvaal, South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts. *Earth and Planetary Science Letters*. 41, 209–222. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(78\)90011-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90011-0)
- Köppen W. (1923) *Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde*. Berlin: Walter de Gruyter & Company. 369. p.
- Krissansen-Totton J., Arney G. N., Catling D. C. (2018) Constraining the climate and ocean pH of the early Earth with a geological carbon cycle model. *The Proceedings of the National Academy of Sciences*. 115 (16), 4105–4110. <https://doi.org/10.1073/pnas.1721296115>
- Kuhn W. R., Kasting J.F. (1983) Effect of increased CO<sub>2</sub> concentrations on surface temperature of the early Earth. *Nature*. 301, 53–55. <https://doi.org/10.1038/301053a0>
- Levin N. E., Raub T. D., Dauphas N., Eiler J. M. (2014) Triple oxygen isotope variations in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 139, 173–189. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.04.034>
- Liljestrand F. L., Knoll A. H., Tosca N. J., Cohen P. A., Macdonald F. A., Peng Y., Johnston D. T. (2020) The triple oxygen isotope composition of Precambrian chert. *Earth and Planetary Science Letters*. 537, 116167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116167>
- Liu P., Liu Y., Peng Y., Lamarque J.-F., Wang M., Hu Y. (2020) Large influence of dust on the Precambrian climate. *Nature communications*. 11, 4427. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18258-2>
- Marin J., Chaussidon M., Robert F. (2010) Microscale oxygen isotope variations in 1.9 Ga Gunflint cherts: assessments of diagenesis effects and implications for oceanic paleotemperature reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 74, 116–130. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.09.016>
- Marin-Carbonne J., Chaussidon M., Robert F. (2012) Micrometer-scale chemical, isotopic criteria (O and Si) on the origin and history of Precambrian cherts: Implications for paleotemperature reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 92, 129–147. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.040>
- Miller K. G., Kominz M. A., Browning J. V., Wright J. D., Mountain G. S., Katz M. E., Sugarman P. J., Cramer B. S., Christie-Blick N., Pekar S. F. (2005) The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*. 310, 1293–1298. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>
- Muehlenbachs K., Clayton R. N. (1972) Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 9, 172–184. <https://doi.org/10.1139/e72-014>
- Nesbitt H. W., Young G. M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Owen T., Cess R., Ramanathan V. (1979) Enhanced CO<sub>2</sub> greenhouse to compensate for reduced solar luminosity on early Earth. *Nature*. 277, 640–642. <https://doi.org/10.1038/277640a0>
- Pavlov A. A., Hurtgen M. T., Kasting J. F., Arthur M. A. (2003) Methane-rich Proterozoic atmosphere? *Ceology*. 31 (1), 87–90. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0087:MRPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0087:MRPA>2.0.CO;2)
- Pavlov A. A., Kasting J.F., Brown L. L., Rages K. A., Freedman R. (2000) Greenhouse warming by CH<sub>4</sub> in the atmosphere of early Earth. *Journal of Geophysical Research: Planets*. 105, 11981–11990. <https://doi.org/10.1029/1999JE001134>
- Perri F. (2020) Chemical weathering of crystalline rocks in contrasting climatic conditions using geochemical proxies: An overview. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 556, 109873. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109873>
- Perry E. C. (1967) The oxygen isotope chemistry of ancient cherts. *Earth and Planetary Science Letters*. 3, 62–66. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(67\)90012-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(67)90012-x)
- Prokoph A., Shields G. A., Veizer J. (2008) Compilation and time-series analysis of a marine carbonate δ<sup>18</sup>O, δ<sup>13</sup>C, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and δ<sup>34</sup>S database through Earth history. *Earth-Science Reviews*. 87 (3–4), 113–133. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003>

- Raymo M. E., Ruddiman W. F. (1992) Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*. 359 (6391), 117–122. <https://doi.org/10.1038/359117a0>
- Robert F., Chaussidon M. (2006) A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts. *Nature*. 443 (7114), 969–972. <https://doi.org/10.1038/nature05239>
- Royer D. L., Berner R. A., Montanez I. P., Tabor N. J., Beerling D. J. (2004) CO<sub>2</sub> as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*. 14, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<4:CAAPDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<4:CAAPDO>2.0.CO;2)
- Ryb U., Eiler J. M. (2018) Oxygen isotope composition of the Phanerozoic ocean and a possible solution to the dolomite Problem. *The Proceedings of the National Academy of Sciences*. 115 (26), 6602–6607. <https://doi.org/10.1073/pnas.1719681115>
- Schopf J. W. (2021) Precambrian Paleobiology: Precedents, Progress, and Prospects. *Frontiers in Ecology and Evolution*. 9, 707072. <https://doi.org/10.3389/fevo.2021.707072>
- Schwartzman D. W. (2015) The Case for a Hot Archean Climate and its Implications to the History of the Biosphere. 25. p. <https://arxiv.org/abs/1504.00401> <https://doi.org/10.48550/arXiv.1504.00401>
- Schwartzman D., Lineweaver C. H. (2004) Precambrian Surface Temperatures and Molecular Phylogeny. *Bioastronomy 2002: Life Among the Stars*. IAU Symposium. 355–358.
- Sengupta S., Pack A. (2018) Triple oxygen isotope mass balance for the Earth's oceans with application to Archean cherts. *Chemical Geology*. 495, 18–26. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.012>
- Sheldon N. D., Retallack G. J., Tanaka S. (2002) Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. *The Journal of Geology*. 110 (6), 687–696. <https://doi.org/10.1086/342865>
- Shields G. A., Kasting J. F. (2007) Evidence for hot early oceans? *Nature*. 447 (7140), E1. <https://doi.org/10.1038/nature05830>
- Shields G., Veizer J. (2002) Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 3 (6), 1031. <https://doi.org/10.1029/2001GC000266>
- Sonett C. P., Chan M. A. (1998) Neoproterozoic Earth-Moon dynamics: rework of the 900 Ma Big Cottonwood Canyon tidal laminae. *Geophysical Research Letters*. 25 (4), 539–542. <https://doi.org/10.1029/98GL00048>
- Stefurak E. J., Fischer W. W., Lowe D. R. (2015) Texture-specific Si isotope variations in Barberton Greenstone Belt cherts record low temperature fractionations in early Archean seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 150, 26–52. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.11.014>
- Urey H. C., Lowenstam H. A., Epstein S., McKinney C. R. (1951) Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. *Geological Society of America Bulletin*. 62 (4), 399–416. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[399:MOPATO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[399:MOPATO]2.0.CO;2)
- Valley J. W., Peck W. H., King E. M., Wilde S. A. (2002) A cool early Earth. *Geology*. 30 (4), 351–354. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0351:ACEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0351:ACEE>2.0.CO;2)
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G. A. F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O. G., Strauss H. (1999) <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>δ</sup><sup>13</sup>C and <sup>δ</sup><sup>18</sup>O evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*. 161 (1–3), 59–88. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00081-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9)
- Veizer J., Prokoph A. (2015) Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans. *Earth-Science Reviews*. 146, 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.008>
- Walker J. C. G. (1990) Precambrian evolution of the climate system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*. 2 (3–4), 261–289. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(90\)90005-W](https://doi.org/10.1016/0921-8181(90)90005-W)
- Zakharov D., Bindeman I., Tanaka R., Friðleifsson G., Reed M., Hampton R. (2019) Triple oxygen isotope systematics as a tracer of fluids in the crust: a study from modern geothermal systems of Iceland. *Chemical Geology*. 530, 119312. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119312>
- Zakharov D. O., Marin-Carbonne J., Alleon J., Bindeman I. N. (2021) Triple Oxygen Isotope Trend Recorded by Precambrian Cherts: A Perspective from Combined Bulk and in situ Secondary Ion Probe Measurements. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 86, 323–365. <https://doi.org/10.2138/rmg.2021.86.10>
- Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. (2016) A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 443, 98–106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041>

*Сведения об авторах:*

**Маслов Андрей Викторович**, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Россия, г. Уфа. Геологический институт РАН (ГИН РАН), Россия, г. Москва. [amas2004@mail.ru](mailto:amas2004@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0003-4902-5789>.

**Мельничук Олег Юрьевич**, кандидат геолого-минералогических наук. Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН (ИГГ УрО РАН), Россия, г. Екатеринбург. [melnichuk@igg.uran.ru](mailto:melnichuk@igg.uran.ru), [o.u.melnichuk@mail.ru](mailto:o.u.melnichuk@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0003-0050-3495>.

*About the authors:*

**Maslov Andrei Victorovich**, Dr. Sci (Geol., Mineral.). Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Russia, Ufa. Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Russia, Moscow. [amas2004@mail.ru](mailto:amas2004@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0003-4902-5789>.

**Melnichuk Oleg Yur'evich**, Ph. D (Geol., Mineral.). Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS), Russia, Yekaterinburg, [melnichuk@igg.uran.ru](mailto:melnichuk@igg.uran.ru), [o.u.melnichuk@mail.ru](mailto:o.u.melnichuk@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0003-0050-3495>.

*Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.  
The authors declare no conflicts of interests.*

Статья поступила в редакцию 03.12.2025; одобрена после рецензирования 02.02.2026; принята к публикации 02.03.2026

The article was submitted 03.12.2025; approved after reviewing 02.02.2026; accepted for publication 02.03.2026