
ИЗМЕНЕНИЕ СОЛЯРНОГО КЛИМАТА ЗЕМЛИ В ПЕРИОД ОТ 1900 ДО 2100 Г. CHANGE IN EARTH'S SOLAR CLIMATE OVER THE PERIOD FROM 1900 TO 2100

В.М. Федоров

*Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова,
Москва, Россия, fedorov.msu@mail.ru*

Д.М. Фролов

*Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова,
Москва, Россия, denisfrolov@mail.ru*

V.M. Fedorov

*Lomonosov Moscow State University,
Moscow, Russia, fedorov.msu@mail.ru*

D.M. Frolov

*Lomonosov Moscow State University,
Moscow, Russia, denisfrolov@mail.ru*

Аннотация. Приводятся результаты анализа изменений солярного климата Земли за 1900–2100 гг. Определено, что годовой меридиональный градиент интенсивности облучения в 1900–2100 г. возрастает и широтные различия в интенсивности облучения Земли увеличиваются. Относительное увеличение зимней интенсивности облучения для полушарий отмечается в областях развития внетропических циклонов, что может способствовать активизации циклонических процессов в атмосфере в зимнее полугодие. В Северном полушарии в рассматриваемый период сезонные различия в интенсивности облучения возрастают, а в Южном сглаживаются.

Меридиональные контрасты облучения в летнее полугодие возрастают в Южном и Северном полушариях, в зимнее полугодие в Северном полушарии меридиональные контрасты в облучении сокращаются, в Южном увеличиваются. Инсоляционная сезонность в Северном полушарии слабо возрастает, в Южном увеличивается. Преобладает перенос радиационного тепла из летнего Южного полушария в зимнее Северное полушарие. Однако отмечается тенденция его уменьшения.

Ключевые слова: солярный климат Земли, вариации приходящей солнечной радиации, инсоляционная контрастность, инсоляционная сезонность, межполушарный теплообмен.

Abstract. The paper presents the results of the analysis of changes in Earth's solar climate over the period from 1900 to 2100. It has been determined that the annual meridional gradient of irradiation intensity from 1900 to 2100 and latitudinal differences in the Earth irradiation intensity increase. A relative increase in winter irradiation intensity for the hemispheres is observed in the regions where extratropical cyclones develop, which may contribute to the activation of cyclonic processes in the atmosphere in the winter half-year. In the Northern Hemisphere, seasonal differences in the irradiation intensity increase during the period of interest, whereas in the Southern Hemisphere they smooth out.

Meridional contrasts in irradiation in the summer half-year increase in the Southern and Northern hemispheres; in the winter half-year in the Northern Hemisphere, meridional contrasts in irradiation decrease; in the Southern Hemisphere, they increase. Insolation seasonality increases slightly in the Northern Hemisphere and increases in the Southern Hemisphere. The transfer of radiative heat from the summer Southern Hemisphere to the winter Northern Hemisphere prevails. There is, however, a tendency for it to decrease.

Keywords: Earth's solar climate, variations of incoming solar radiation, insolation contrast, insolation seasonality, interhemispheric heat exchange.

ВВЕДЕНИЕ

Под солярным (математическим) климатом понимается теоретически рассчитываемое поступление и распределение солнечной энергии на верхней границе атмосферы (ВГА) или на поверхности Земли в отсутствие атмосферы [Миланкович, 1939; Монин, Шишков, 2000]. Таким образом, ВГА является началом отсчета приходящей к Земле коротковолновой радиации и радиационного баланса Земли, ее поверхности и атмосферы.

Перераспределение радиационного тепла в атмосфере и океане связано с механизмами теплообмена. Основными являются: межширотный теплообмен — меридиональный перенос радиационного тепла из экваториальной области к полярным районам (тепло-

вая машина первого рода); теплообмен в системе океан — материк, связанный с сезонной сменой областей источника и стока тепла (тепловая машина второго рода) [Шулейкин, 1953]; теплообмен в системе океан — атмосфера; межполушарный теплообмен [Сидоренков, 2002] и др. Важным фактором в регулировании термического режима Земли является состав атмосферы (прежде всего, содержание водяного пара), определяющий величину альбедо (отражение приходящей от Солнца коротковолновой радиации), роль парникового эффекта планеты и его изменение [Смирнов, 2021]. Интенсивность переноса радиационного тепла в основном связана с изменениями солярного климата Земли, определяемыми астрономическими факторами [Монин, Шишков, 1979, 2000; Федоров, 2018, 2023; Fedorov, 2020, 2022].

Расчеты, учитывающие периодические возмущения элементов земной орбиты, наклона оси и связанные с ними высокочастотные вариации солнечной радиации выполнялись в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО) [Borisenkov et al., 1983]. Исследования высокочастотных вариаций облучения проводятся в Бельгии в Институте астрономии и геофизики им. Г. Леметра [Loutre et al., 1992; Bertrand et al., 2002; Berger et al., 2010]. Однако расчеты с разрешением по времени 1 сут выполнялись, во-первых, для отдельных параллелей, во-вторых, только для четырех (точки равноденствий и солнцестояний) или пяти (кардинальные точки и точка с гелиоцентрической долготой 120°) суток в году. В наше время расчеты инсоляции с высоким временным разрешением проведены в работе [Cionco, Soon, 2017] на 12 тыс. лет в прошлое (по астрономическим эфемеридам DE-431). Расчеты инсоляции с суточным разрешением проводились авторами также для отдельных параллелей и без учета изменения продолжительности тропического года.

В расчетах высокочастотных (периодических) вариаций инсоляции отличия нашего подхода от методов Е.П. Борисенкова, М.-Ф. Лутр, С. Бертрана и их коллег связаны: 1) с исходными астрономическими данными, используемыми в расчетах; 2) с различным проведением расчетов инсоляции относительно поверхности Земли; 3) с временным интервалом, охваченным расчетами. В качестве исходных данных эти авторы использовали эфемериды, рассчитанные в Институте теоретической астрономии Академии наук СССР [Borisenkov et al., 1983]. Исходными данными для расчетов, выполненных бельгийскими исследователями [Loutre et al., 1992; Bertrand et al., 2002], были эфемериды VSOP82 [Bretagnon, 1982]. В наших расчетах использовались JPL (Jet Propulsion Laboratory) Planetary and Lunar Ephemerides DE-441 [Folkner et al., 2014; <https://ssd.jpl.nasa.gov/>].

Поверхность Земли при расчетах инсоляции отождествлялась нашими предшественниками со сферой, и расчеты выполнялись только для отдельных параллелей. В [Borisenkov et al., 1983] получены значения только для широт 20° , 40° , 60° и 80° N. В [Loutre et al., 1992] расчеты (на середину июля, точнее, для точки с геоцентрической эклиптической долготой 120°) выполнялись только для 65° N. Для точек равноденствия и солнцестояния инсоляция рассчитывалась только для 0° , 30° , 60° и 90° в каждом полушарии. Напомним, что геоцентрическая эклиптическая долгота Солнца — это угол между направлениями из центра Земли на точку весеннего равноденствия и на Солнце. Точки весеннего и осеннего равноденствия — точки пересечения плоскости земной орбиты (эклиптики) с плоскостью небесного экватора. В [Bertrand et al., 2002] облучение рассчитано для зоны 65° – 70° N средненим значений, полученных для ограничивающих ее параллелей (65° и 70° N). В наших расчетах поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом. Приходящая радиация рассчитывалась не на отдельные параллели, а на поверхность отдельных широтных зон (разрешение по широте 1°), полушарий и всей Земли. Кроме того, мы получили количественные характеристики влияния формы

Земли на характер облучения ее поверхности [Федоров и др., 2020].

Разрешение по времени при расчетах высокочастотных вариаций инсоляции в [Borisenkov et al., 1983] составляет ~ 1 сут. Однако выполненные ими расчеты представлены только для зимнего и летнего полугодий и только для Северного полушария в интервале 1800–2100 гг. В [Loutre et al., 1992] расчеты проводились на интервале 5000 лет в прошлое с годовым разрешением и только для июля (отдельной точки с геоцентрической эклиптической долготой 120°), точек равноденствия и солнцестояния. В [Bertrand et al., 2002] расчеты инсоляции охватывают предшествующее тысячелетие, но они относятся только к июлю и выполнены с годовым разрешением. Кроме того, значение солнечной постоянной в наших расчетах принималось равным 1361 Вт/м^2 [Kopp, Lean, 2011]. В работах наших предшественников — 1368 Вт/м^2 [Bertrand et al., 2002], 1367 Вт/м^2 [Borisenkov et al., 1983; Loutre et al., 1992].

Выполненные нами расчеты основаны на высокоточных эфемеридах, в них используется новое значение солнечной постоянной (1361 Вт/м^2) [Kopp, Lean, 2011], более детально охватывается временной интервал протяженностью 20 тыс. лет и вся поверхность Земли. Земля в наших расчетах не отождествляется со сферой, а аппроксимируется эллипсоидом. При этом ошибка в расчетах облучения равновелика по объему сферы и эллипсоида (отличающихся кривизной поверхности) соизмерима с вариациями солнечной активности в 11-летнем цикле (в настоящее время) [Федоров и др., 2020]. Таким образом, выполненные расчеты закрывают пространственные и временные бреши в расчетах инсоляции для периода от 10000 лет до н. э. до 10000 лет н. э. Реалистичность и надежность результатов моделирования состояния нелинейной колебательной природной системы зависит от полноты и точности исходных радиационных данных. При моделировании нелинейных процессов в природной системе достоверность воспроизведения и глубина прогноза снижается из-за нарастающих ошибок и неопределенностей, связанных с недостаточной полнотой и точностью исходных радиационных данных. В связи с этим рассчитанные нами с высоким пространственным и временным разрешением данные по облучению Земли (входного внешнего энергетического сигнала — Incoming Solar Radiation) могут стать составляющими радиационного блока физико-математических моделей климата, что будет способствовать совершенствованию этого высокотехнологического инструментария, а также повышению достоверности и увеличению глубины климатических прогнозов.

При этом в полученных результатах легко учитываются и вариации солнечной радиации, связанные с изменением активности Солнца. Для этого достаточно разделить имеющиеся реконструированные значения *TSI* (total solar irradiance) на используемое нами в расчетах значение 1361 Вт/м^2 , а затем умножить рассчитанные нами значения инсоляции на полученные коэффициенты. Таким образом, учитываются вариации разной физической природы в изменениях общего потока приходящей солнечной радиации [Fedorov et al., 2021; Федоров, 2023].

1. МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

Расчеты выполнялись по данным высокоточных астрономических эфемерид (DE-441) [Folkner et al., 2014; <https://ssd.jpl.nasa.gov/>] для верхней границы атмосферы (или поверхности Земли без учета атмосферы) в интервале от 10 тыс. лет до н.э. до 10 тыс. лет н.э. Исходными астрономическими данными для расчетов инсоляции были склонение и эклиптическая долгота Солнца, расстояние от Земли до Солнца, разность хода равномерно текущего координатного времени (Coordinate Time) и всемирного корректируемого времени (Universal Time). Поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом (Geodetic Reference System – 1980, GRS80) с длинами полуосей 6378 137 (большие) и 6356 752 м (малая). В общем виде алгоритм расчетов представлен выражением

$$I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2) = \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left(\sigma(\varphi) \left(\int_{-\pi}^{\pi} \Lambda(t, \varphi, \alpha) d\alpha \right) d\varphi \right) dt, \quad (1)$$

где I — приходящая солнечная радиация за элементарный n -й фрагмент m -го тропического года (Дж); σ — площадной множитель (м^2), с помощью которого вычисляется площадной дифференциал $\sigma(\varphi)d\alpha d\varphi$ — площадь бесконечно малой трапеции–ячейки эллипсоида; α — часовой угол; φ_1, φ_2 — географические широты, выраженные в радианах; $\Lambda(t, \varphi, \alpha)$ — солнечная радиация в заданный момент в заданном месте поверхности эллипсоида ($\text{Вт}/\text{м}^2$); t — время (с). Шаги при интегрировании составляли по долготе 1° , по широте 1° , по времени $1/360$ часть продолжительности тропического года с учетом ее изменения. Изменение активности Солнца в расчетах не учитывалось. Значение солнечной постоянной (среднее многолетнее значение TSI) принималось равным $1361 \text{ Вт}/\text{м}^2$ [Корр, Lean, 2011]. Подробно методика выполненных расчетов приходящей на эллипсоид Земли солнечной энергии изложена в [Федоров, 2018; Fedorov, Kostin, 2020].

2. ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОБЛУЧЕНИЯ ПО ШИРОТНЫМ ЗОНАМ

Анализировалась динамика солнечного климата Земли за XX–XXI вв. Изменение интенсивности годового и полугодового облучения Земли и полушарий за период 1900–2100 гг. незначительно. В связи с этим в работе рассматривается изменение характеристик интенсивности годового (рис. 1) и сезонного облучения Земли в пределах 5-градусных широтных зон.

В среднем по 5-градусным широтным зонам годовая интенсивность облучения (ИО) изменяется от максимальных значений в области $5^\circ \text{ N} - 5^\circ \text{ S}$ ($415.1 \text{ Вт}/\text{м}^2$) до минимальных ($173.0 \text{ Вт}/\text{м}^2$) в полярных широтных зонах ($85^\circ - 90^\circ \text{ N}$ и $85^\circ - 90^\circ \text{ S}$). Рассчитывалось изменение интенсивности годового облучения в 5-градусных широтных зонах за период 1900–2100 г. (рис. 2).

В области от 45° N до 45° S годовая ИО увеличивается. Максимальное увеличение годовой ИО отме-

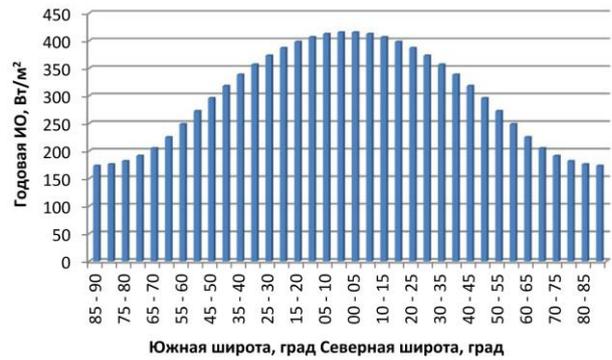


Рис. 1. Средняя многолетняя интенсивность годового облучения Земли в период 1900–2100 гг.



Рис. 2. Изменение интенсивности годового облучения Земли в период 1900–2100 гг.

чается в области $5^\circ \text{ N} - 5^\circ \text{ S}$ ($0.034 \text{ Вт}/\text{м}^2$ или 0.008% от среднего за период 1900–1909 г. облучения). Уменьшение интенсивности годового облучения характерно для областей $45^\circ - 90^\circ$ широты в каждом полушарии. Максимальное уменьшение интенсивности годового облучения ($-0.160 \text{ Вт}/\text{м}^2$ или 0.09%) характерно для полярных ячеек ($85^\circ - 90^\circ$ в каждом полушарии). Изменение годовой ИО Земли в относительных единицах (в процентах от соответствующих средних значений для первого десятилетия 1900–1909 гг.) подобно распределению, приведенному на рис. 2. Полученный характер изменения годового облучения Земли по широтам объясняется уменьшением угла наклона оси вращения [Миланкович, 1939]. Таким образом, меридиональный градиент интенсивности годового облучения возрастает.

Интенсивность полугодового облучения Земли характеризуется распределением, показанным на рис. 3.

В первое астрономическое полугодие максимум средней для периода 1900–2100 гг. ИО приходится на широтные зоны $20^\circ - 25^\circ \text{ N}$ (443.503 и $443.326 \text{ Вт}/\text{м}^2$ соответственно). Отмечаются два минимума: в северной полярной ячейке ($85^\circ - 90^\circ \text{ N}$, $338.027 \text{ Вт}/\text{м}^2$) и в южной ($85^\circ - 90^\circ \text{ S}$, $1.016 \text{ Вт}/\text{м}^2$). Во второе астрономическое полугодие максимумы ИО приходятся на широтные зоны $20^\circ - 25^\circ \text{ S}$ и $25^\circ - 30^\circ \text{ S}$ (462.280 и $462.096 \text{ Вт}/\text{м}^2$ соответственно). Минимумы также отмечаются в полярных областях ($85^\circ - 90^\circ \text{ S}$, $353.337 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и $85^\circ - 90^\circ \text{ N}$, $1.059 \text{ Вт}/\text{м}^2$). Изменение полугодовой ИО в период 1900–2100 гг. имеет более сложный характер, чем изменение годовой ИО (рис. 4).

В первое астрономическое полугодие увеличение ИО отмечается в широтной области от Южного

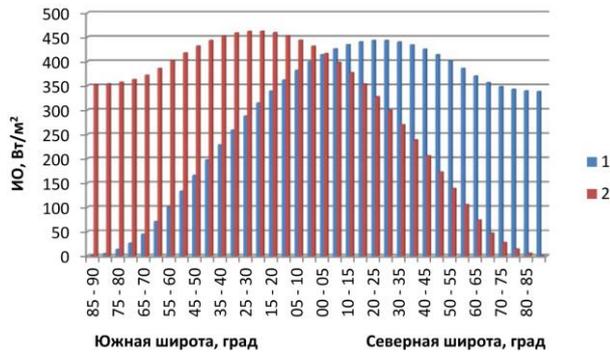


Рис. 3. Средняя многолетняя интенсивность полугодового облучения Земли в период 1900–2100 гг.: 1, 2 — первое и второе астрономические полугодия



Рис. 4. Изменение полугодовой IO Земли в период 1900–2100 гг.: 1, 2 — первое и второе астрономические полугодия

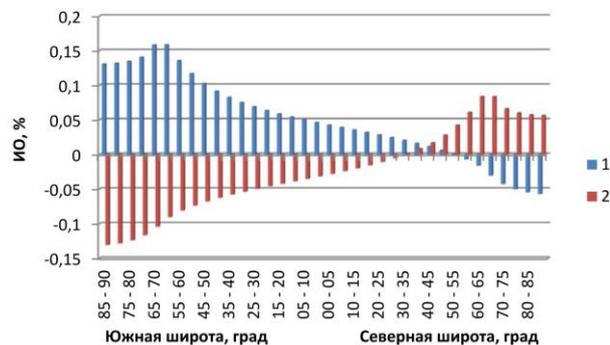


Рис. 5. Изменение полугодовой IO Земли в период 1900–2100 гг. в процентах от соответствующих средних значений для первого десятилетия 1900–1909 гг.: 1, 2 — первое и второе астрономические полугодия

географического полюса до широтной зоны 50°–55° N. На широтную область 55°–90° N приходится сокращение IO. Максимальное увеличение IO в первое астрономическое полугодие характерно для широтной зоны 20°–25° S (0.200 Вт/м²). Максимальное сокращение IO в первое астрономическое полугодие отмечается в северной полярной зоне (85°–90° N, 0.193 Вт/м²). Во второе астрономическое полугодие сокращение IO отмечается в области от 25°–30° S до Южного географического полюса, где оно сокращается максимально (на 0.461 Вт/м²). Для области 30°–90° N характерно увеличение IO во второе астрономическое полугодие, максимально (на 0.064 Вт/м²) в широтной зоне 55°–60° N. Характер относительных изменений сходен по знаку величин, однако отличается числовыми значениями от изменений IO, показанных в абсолютных единицах (рис. 5).

Области увеличения и сокращения IO за полугодия аналогичны областям, отмеченным на рис. 4. Однако отмечается смещение областей экстремальных значений в изменении IO. Так, в первое астрономическое полугодие максимальные относительные значения увеличения IO приходится на широтные зоны 60°–65° S и 65°–70° S (0.159 и 0.158 % соответственно). Максимальное увеличение IO во второе астрономическое полугодие отмечается в областях 60°–65° N и 65°–70° N (на 0.084 %). Таким образом, относительное увеличение полугодовой IO отмечается в областях развития внетропических циклонов [Погосян, 1976], что может способствовать увеличению повторяемости и интенсивности циклонических процессов в атмосфере.

3. ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОБЛУЧЕНИЯ ПО СЕЗОНАМ ГОДА

Средний годовой ход IO в Северном и Южном полушариях асимметричен (рис. 6).

В Северном полушарии максимальные средние многолетние значения IO приходятся на 3-й и 4-й астрономические месяцы (456.222 и 454.453 Вт/м²). В Южном полушарии в эти месяцы отмечается минимум IO (204.511 и 203.718 Вт/м² соответственно). Минимальные средние многолетние значения IO в Северном полушарии отмечаются в 9-й и 10-й астрономические месяцы (216.803 и 217.623 Вт/м² соответственно). В Южном полушарии в эти месяцы фиксируются максимумы IO (483.642 и 485.471 Вт/м² соответственно). Максимумы и минимумы IO, таким образом, приходятся на периоды равноденствий.

Изменение в годовом ходе IO в полушариях происходит не одинаково (рис. 7).

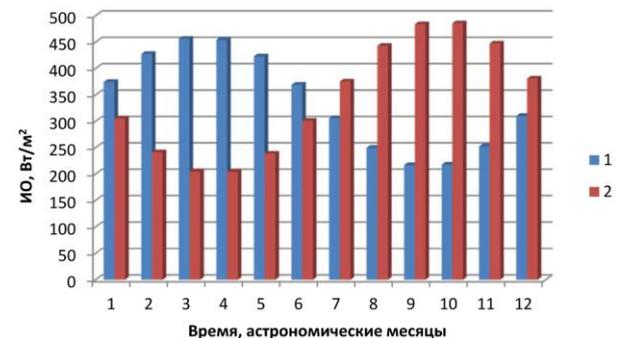


Рис. 6. Средняя многолетняя интенсивность облучения полушарий в период 1900–2100 гг.: 1, 2 — Северное и Южное полушария

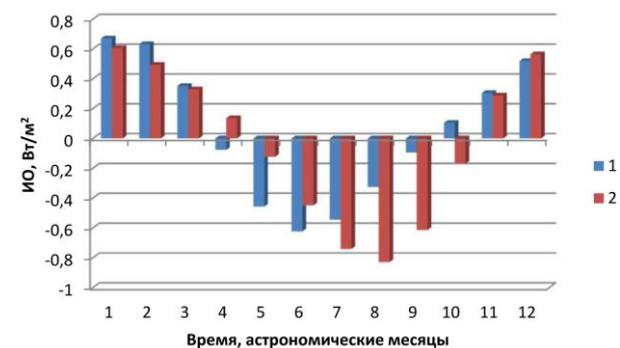


Рис. 7. Изменение годового хода IO Земли в период 1900–2100 гг.: 1, 2 — Северное и Южное полушария

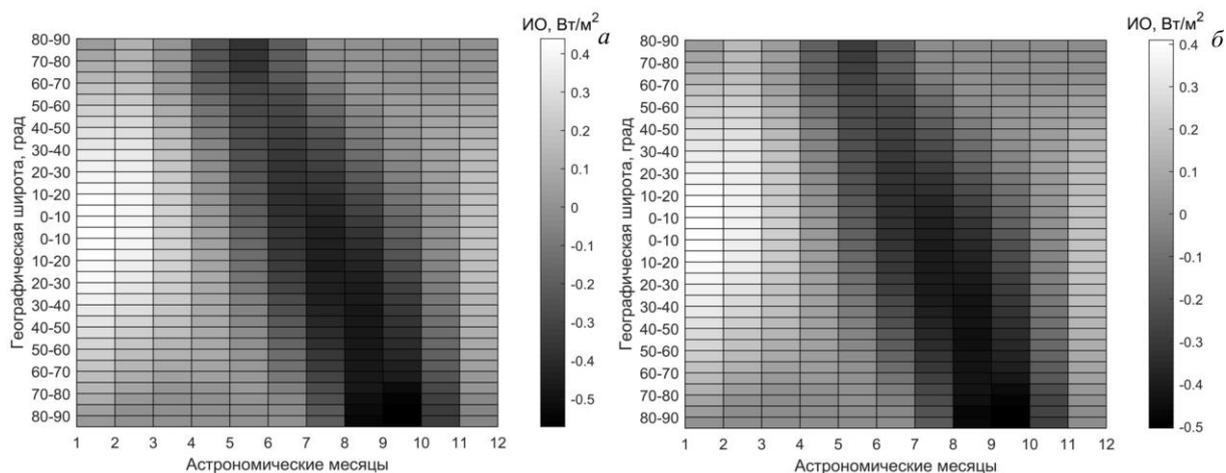


Рис. 8. Пространственно-временные изменения ИО Земли за периоды 1900–2000 (а) и 2000–2100 гг. (б)

В Северном полушарии в первые три и последние три месяца тропического года в период 1900–2100 гг. отмечается увеличение ИО. Максимальное увеличение приходится на 1-й и 12-й месяцы тропического года (0.671 и 0.519 Вт/м² соответственно). По отношению к средним значениям ИО для первого десятилетия (1900–1909 гг.) это увеличение составляет 0.179 и 0.168 % соответственно. Сокращение ИО в Северном полушарии приходится на период с 4-го по 9-й астрономический месяц. Максимальные сокращения ИО в Северном полушарии характерны для 6-го (на 0.623 Вт/м² или на 0.169 %) астрономического месяца. В Южном полушарии области увеличения и сокращения ИО относительно Северного полушария смещаются на месяц. Сокращение здесь отмечается в период с 5-го по 10-й астрономический месяц, а увеличение приходится на период с 1-го по 4-й, а также на 11-й и 12-й месяцы. Максимальное сокращение ИО отмечается в Южном полушарии в 7-й (0.741 Вт/м² или 0.197 %) и 8-й (0.829 Вт/м² или 0.187 %) астрономические месяцы. Максимальное увеличение ИО приходится на 1-й (0.606 Вт/м² или 0.199 %) и 12-й (0.564 Вт/м² или 0.148 %) месяцы тропического года. Изменение годового хода в относительных величинах в полушариях имеет сходство в знаках изменения ИО и различия в значениях соответствующих увеличений или сокращений ИО.

Для получения общей картины пространственно-временных изменений ИО были сформированы матрицы ИО для 1900, 2000 и 2100 г. Вычитанием из матрицы 2000 г. матрицы 1900 г. (рис. 8, а) и из матрицы 2100 г. матрицы 2000 г. (см. рис. 8, б) получены картины пространственно-временных изменений ИО Земли за текущее и предшествующее столетия.

4. ИЗМЕНЕНИЕ КОНТРАСТНОСТИ В ИНТЕНСИВНОСТИ ОБЛУЧЕНИЯ НА ВГА

Приходящая на ВГА солнечная радиация (радиационное тепло) переносится излучением. В природной системе перенос радиационного тепла осуществляется в основном водными и воздушными массами.

Однако интенсивность этого переноса регулируется меридиональной, сезонной и межполушарной контрастностью в облучении Земли на ВГА [Федоров, 2023].

Рассчитывалось изменение инсоляционной контрастности (ИК), которой регулируется меридиональный перенос радиационного тепла на ВГА за период 1900–2100 гг. Годовая ИК для полушарий рассчитывалась как разность ИО в области 0°–45° (источника тепла) и области 45°–90° (стока тепла). Эта характеристика обобщенно по областям источника и стока радиационного тепла отражает изменение меридионального градиента инсоляции (МГИ) [Fedorov, 2022; Федоров, 2023]. Летние и зимние ИК для полушарий рассчитывались с учетом сезонного смещения областей источников и стока тепла. Для летнего полушария за область источника тепла принималась широтная зона 0°–55°, за область стока — 55°–90°. Для зимнего полушария область источника ограничивалась широтным диапазоном от 0°–35° широты, область стока распространялась на широтную область 35°–90°.

Годовая ИК (одинаковая в полушариях) в период 1900–2100 гг. слабо возрастает. При среднем многолетнем значении 140.490 Вт/м² увеличение годовой ИК ограничивается 0.1 Вт/м². Более существенные изменения характерны для сезонных (летних и зимних) ИК. Сезонные ИК тесно связаны между собой. Связь летних ИК — положительная (коэффициент корреляции 0.996), зимних — отрицательная (–0.983). Летняя и зимняя ИК в Северном полушарии характеризуются высокой отрицательной связью (–0.976), в Южном полушарии — положительной (0.909). Зимняя ИК в Северном полушарии на интервале 1900–2100 гг. в 3.232 раза превосходит летнюю ИК, в Южном полушарии — в 2.975 раза. Среднее многолетнее значение зимней ИК в Северном полушарии составляет 216.220, в Южном полушарии — 207.438 Вт/м². Летние средние многолетние ИК равны 66.900 в Северном полушарии и 69.733 Вт/м² в Южном. Зимняя ИК в Северном полушарии уменьшается с 1900 по 2100 г., на 0.1 Вт/м², в Южном полушарии увеличивается на 0.08 Вт/м². Летние ИК в период 1900–2100 гг. увеличиваются

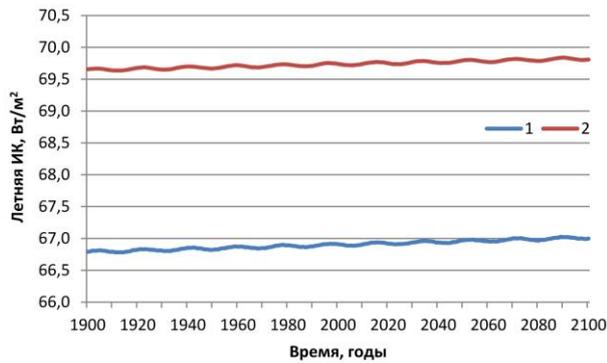


Рис. 9. Изменение летней инсоляционной контрастности в Северном (1) и Южном (2) полушариях в 1900–2100 гг.

в Северном (на 0.245 Вт/м^2) и Южном (0.204 Вт/м^2) полушариях (рис. 9). Изменения летних ИК более чем вдвое превышают изменения зимних ИК в полушариях.

Таким образом, инсоляционная контрастность в облучении Северного и Южного полушария на ВГА в летние полугодия возрастает. В зимнее полугодие в Северном полушарии ИК уменьшается, в Южном увеличивается. Годовым и сезонным МГИ, обобщенной характеристикой которого является ИК, регулируется меридиональный перенос радиационного тепла в природной системе Земли из низких широт (источник тепла) в высокие широты (сток тепла), т. е. регулируется интенсивность работы тепловой машины первого рода [Шулейкин, 1953]. В природной системе (в океане и атмосфере) годовой меридиональный перенос энергии в 5–7 раз превышает годовой МГИ за счет участия в переносе радиационного тепла водных и воздушных масс [Пальмен, Ньютон, 1973; Peixoto, Oort, 1984; Федоров, 2023].

Инсоляционная сезонность (ИС) отражает сезонную контрастность в облучении Земли, которой регулируется перенос радиационного тепла в системе океан—материк в связи с сезонной реверсивной сменой областей источника и стока тепла (интенсивность работы тепловой машины второго рода). Инсоляционная сезонность рассчитывается как разность летней и зимней ИО в полушариях [Шулейкин, 1953; Мониц, 1982]. В 1900–2100 гг. ИС в Северном полушарии слабо возрастает (на 0.156 Вт/м^2), в Южном полушарии сокращается (на 0.474 Вт/м^2) (рис. 10). Среднее многолетнее значение ИС в Северном полушарии составляет 158.713 , в Южном — 186.919 Вт/м^2 . Тем не менее, возможно, этих небольших изменений достаточно, чтобы регулировать теплообмен в системе океан—материк (в частности, интенсивность развития муссонов).

Таким образом, сезонные различия в 1900–2100 гг. в Северном полушарии слабо увеличиваются, в Южном сглаживаются.

Также в терминах контрастности (широтной и сезонной) облучения рассматривается межполушарный теплообмен. Для этого вводится солярная характеристика межполушарной контрастности в облучении, названная нами инсоляционная сезонность Земли (ИСЗ). Этой характеристикой облучения регулируется межполушарный теплообмен или перенос радиационного тепла из летнего полушария в зимнее, что приводит к сглаживанию сезонных различий

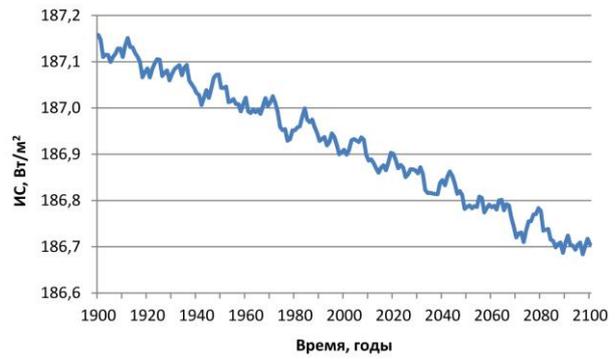


Рис. 10. Изменение инсоляционной сезонности в Южном полушарии в 1900–2100 гг.

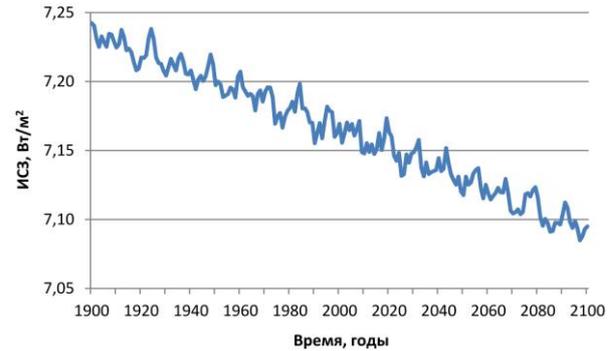


Рис. 11. Изменение инсоляционной сезонности Земли за период 1900–2100 гг.

в солярном климате полушарий. ИСЗ определяется из соотношения $ИСЗ = (ИО \text{ летняя в Южном полушарии} - ИО \text{ зимняя в Северном полушарии}) - (ИО \text{ летняя в Северном полушарии} - ИО \text{ зимняя в Южном полушарии})$. В этом случае положительные значения ИСЗ означают, что градиент межполушарной контрастности направлен из Южного полушария в Северное, т. е. преобладает перенос радиационного тепла из летнего Южного полушария в зимнее Северное. Это происходит за счет частичного смещения циркуляционной ячейки Хэдли из зимнего полушария в летнее. В интервале 1900–2100 гг. ИСЗ характеризуется положительными значениями, что отражает перенос радиационного тепла из летнего Южного полушария в зимнее Северное. Среднее многолетнее значение ИСЗ составляет 7.165 Вт/м^2 . Тем не менее, оставаясь положительным, ИСЗ сокращается. За период 1900–2100 гг. ИСЗ уменьшается на 0.157 Вт/м^2 (рис. 11).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Определено, что годовое облучение Земли увеличивается в области источника радиационного тепла $45^\circ \text{ N} - 45^\circ \text{ S}$ и сокращается в областях его стока ($45^\circ - 90^\circ$ в каждом полушарии). Годовой меридиональный градиент инсоляции в 1900–2100 гг. возрастает и широтные различия в интенсивности облучения Земли увеличиваются.

2. В первое астрономическое полугодие максимальные относительные значения увеличения ИО приходятся на широтные зоны $60^\circ - 65^\circ \text{ S}$ и $65^\circ - 70^\circ \text{ S}$ (0.159 и 0.158 % соответственно). Максимальное увеличение ИО во второе астрономическое полугодие отмечается в областях $60^\circ - 65^\circ \text{ N}$ и $65^\circ - 70^\circ \text{ N}$ (на 0.084 %). Таким образом, относительное увели-

чение зимней ИО для полушарий отмечается в областях развития внетропических циклонов, что может способствовать усилению интенсивности циклонических процессов в атмосфере (циклогенеза) в зимнее полугодие.

3. В Северном полушарии сокращение ИО отмечается в зимнее для него полугодие, а увеличение — в летнее. Сезонные различия в рассматриваемый период в Северном полушарии возрастают. В Южном полушарии увеличение ИО отмечается в зимнее для него полугодие, а сокращение — в летнее. Следовательно, сезонные различия в Южном полушарии сглаживаются.

4. Определены тенденции изменения характеристик контрастности в широтном и сезонном облучении Земли и полушарий. Летняя инсоляционная контрастность (ИК) в полушариях увеличивается (на 0.245 в Северном полушарии и на 0.204 Вт/м² в Южном). Зимняя ИК в Северном полушарии сокращается (на 0.117 Вт/м²), а в Южном — увеличивается (на 0.079 Вт/м²). Инсоляционная сезонность (ИС) в Северном полушарии слабо увеличивается (на 0.156 Вт/м²), в Южном сокращается (на 0.464 Вт/м²). Межполушарный градиент облучения (положительные значения ИСЗ) направлен из летнего Южного полушария в зимнее Северное. Однако значения ИСЗ за период 1900–2100 гг. сокращаются на 0.157 Вт/м².

Работа была выполнена при поддержке государственных тем «Эволюция, современное состояние и прогноз развития береговой зоны Российской Арктики» (121051100167-1) и «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Миланкович М. *Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата*. М.-Л.: ГОНТИ, 1939, 208 с.
- Монин А.С. *Введение в теорию климата*. Л.: Гидрометеоиздат, 1982, 246 с.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. *История климата*. Л.: Гидрометеоиздат, 1979, 408 с.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. Климат как проблема физики. *Успехи физических наук*. 2000, т. 170, № 4, с. 419–445.
- Пальмен Э. Ньютон Ч. *Циркуляционные системы атмосферы*. Л.: Гидрометеоиздат, 1973, 616 с.
- Погосян Х.П. *Циклоны*. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 148 с.
- Сидоренков Н.С. *Атмосферные процессы и вращение Земли*. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002, 366 с.
- Смирнов Б.М. Проблемы глобальной энергетики атмосферы. *Теплофизика высоких температур*. 2021, т. 59, № 4, с. 589–599. DOI: [10.31857/S0040364421030121](https://doi.org/10.31857/S0040364421030121).
- Федоров В.М. *Солнечная радиация и климат Земли*. М.: Физматлит, 2018, 232 с.
- Федоров В.М. Проблемы параметризации радиационного блока физико-математических моделей климата и возможности их решения. *Успехи физических наук*. 2023, т. 193, № 9, с. 971–988. DOI: [10.3367/UFNr.2023.03.039339](https://doi.org/10.3367/UFNr.2023.03.039339).
- Федоров В.М., Костин А.А., Фролов Д.М. Влияние формы Земли на характеристики облучения земной поверхности. *Геофизические процессы и биосфера*. 2020, т. 19, № 3, с. 119–130. DOI: [10.21455/GPB2020.3-7](https://doi.org/10.21455/GPB2020.3-7).
- Шулейкин В.В. *Физика моря*. М.: АН СССР, 1953, 990 с.
- Berger A., Loutre M.F., Yin Q. Total irradiation during any time interval of the year using elliptic integrals. *Quaternary Sci. Rev.* 2010, vol. 29, pp. 1968–1982. DOI: [10.1016/j.quascirev.2010.05.07](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.07).
- Bertrand C., Loutre M.F., Berger A. High frequency variations of the Earth's orbital parameters and climate change. *Geophys. Res. Lett.* 2002, vol. 29, no. 18, pp. 40-1–40-3. DOI: [10.1029/2002GL015622](https://doi.org/10.1029/2002GL015622).
- Borisenkov E.P., Tsvetkov A.V., Agaponov S.V. On some characteristics of insolation changes in the past and the future. *Climatic Change*. 1983, vol. 5, pp. 237–244.
- Bretagnon P. Theorie du mouvement de l'ensemble des planetes. Solution VSOP82. *Astron. Asrtrophys.* 1982, vol. 114, no. 2, pp. 278–288.
- Cionco R.G., Soon W.W.-H. Short-Term Orbital Forcing: A Quasi-Review and a Reappraisal of Realistic Boundary Conditions for Climate Modeling. *Earth-Science Reviews*. 2017, vol. 166, pp. 206–222. DOI: [10.1016/j.earscirev.2017.01.013](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.01.013).
- Fedorov V.M. Features of the Earth's Solar Climate Changes in the Present Epoch. *Geomagnetism and Aeronomy*. 2020, vol. 60, no. 7, pp. 993–998.
- Fedorov V.M. Insolation Contrast and Trends in Modern Climate Change. *Geomagnetism and Aeronomy*. 2022, vol. 62, no. 7, pp. 932–937. DOI: [10.1134/S001679322207009X](https://doi.org/10.1134/S001679322207009X).
- Fedorov V.M., Kostin A.A. The Calculation of the Earth's insolation for the 3000 BC-AD 2999. *Springer Geology*, 2020, vol. 1, pp. 181–192. DOI: [10.1007/978-3-030-38177-6_20](https://doi.org/10.1007/978-3-030-38177-6_20).
- Fedorov V.M., Frolov D.M., Soon W.W.-H., et al. Role of the radiation factor in global climate events of the late holocene. *Izvestiya – Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021, vol. 57, no. 10, pp. 1239–1253. DOI: [10.1134/S0001433821100030](https://doi.org/10.1134/S0001433821100030).
- Folkner W.M., Williams J.G., Boggs D.H., et al. The planetary time series. *Rev. Geophys.* 2014, vol. 40, pp. 3-1–3-41.
- Kopp G., Lean J. A new lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophys. Res. Lett.* 2011, vol. 37, L01706. DOI: [10.1029/2010GL045777](https://doi.org/10.1029/2010GL045777).
- Loutre M.F., Berger A., Bretagnon E., Blanc P.-L. Astronomical frequencies for climate research at the decadal to century time scale. *Climate Dynamics*. 1992, vol. 7, pp. 181–194.
- Peixoto J.P., Oort A.H. Physics of climate. *Rev. Modern Phys.* 1984, vol. 56, no. 3, pp. 365–429.
- URL: <http://ssd.jpl.nasa.gov> (дата обращения 10 марта 2025 г.).
- Как цитировать эту статью:*
Федоров В.М., Фролов Д.М. Изменение солнечного климата Земли в период от 1900 до 2100 г. *Солнечно-земная физика*. 2025, т. 11, № 2, с. 15–21. DOI: [10.12737/szf-112202502](https://doi.org/10.12737/szf-112202502).