

ОБОЗРЫ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ

Проблемы параметризации радиационного блока в физико-математических моделях климата и возможности их решения

В.М. Фёдоров

Показаны проблемы, связанные с учётом в параметризации радиационного блока физико-математических моделей климата периодических многолетних и межгодовых изменений входящей солнечной радиации по широтам и сезонам, а также многолетних изменений интенсивности переноса радиационного тепла. Существующие проблемы параметризации радиационного блока ограничивают возможности моделирования климата и прогнозов его изменений. Для решения отмечаемых проблем представлен обзор доступных для параметризации данных по инсоляции Земли с различным временным разрешением.

Ключевые слова: инсоляция, входящая солнечная радиация, вековые и периодические колебания, межгодовые изменения, перенос радиационного тепла, математическое моделирование, радиационный блок

PACS numbers: 92.70.Gt, 92.70.Np, 92.70.Qr

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2023.03.039339>

Содержание

1. Введение (971).
 2. Доступные радиационные данные (внешний энергетический сигнал) (972).
 - 2.1. Данные, отражающие изменение активности Солнца.
 - 2.2. Данные по облучению Земли (солярный климат).
 3. Основные проблемы параметризации внешнего радиационного сигнала (977).
 - 3.1. Тенденции многолетних (вековых) изменений входящей солнечной радиации.
 - 3.2. Периодические вариации солнечной радиации.
 - 3.3. Межгодовая изменчивость солнечной радиации.
 - 3.4. Механизмы переноса радиационного тепла.
 4. Заключение (986).
- Список литературы (986).

1. Введение

Климат — важнейшая характеристика состояния природной среды обитания человека, поэтому исследование изменений глобального климата является одной из важнейших научных и практических задач. Её актуальность определяется необходимостью прогнозирования последствий климатических изменений для природной среды, человека и общества. Наиболее важным при решении

указанной задачи является вопрос о причинах, вызывающих эти изменения [1–3]. Среди возможных факторов формирования и изменения климата основными считаются солнечная радиация, парниковый эффект, вулканическая деятельность, механизмы теплообмена.

Солнечная радиация является основным источником энергии, определяющим радиационный и тепловой баланс Земли, её поверхности и атмосферы [4, 5]. С широтными особенностями её распределения связано зональное расположение климатических поясов. С изменением количества радиационного тепла с высотой связана высотная поясность. Изменение входящей на верхнюю границу атмосферы (ВГА) солнечной радиации определяется двумя причинами, имеющими различную физическую природу. Одна из них связана с изменением активности Солнца. Другая определяется небесно-механическими процессами, изменяющими элементы земной орбиты: расстояние Земля–Солнце, продолжительность тропического года и др., а также наклон оси вращения и связанные с ними изменения в суточном, сезонном и многолетнем поступлении солнечной радиации, и её распределении по широтам и сезонам (солярный климат Земли). Под солярным (математическим) климатом понимается рассчитываемое теоретически, поступление и распределение солнечной энергии на ВГА или на поверхности Земли в отсутствие атмосферы [6–9]. ВГА, таким образом, является началом отсчёта входящей к Земле коротковолновой радиации и радиационного баланса Земли, её поверхности и атмосферы.

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

В.М. Фёдоров

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 119991 Москва, Российская Федерация
E-mail: fedorov.msu@mail.ru

Статья поступила 19 сентября 2022 г.,
после доработки 18 марта 2023 г.

шина первого рода"); теплообмен в системе океан–материк, связанный с сезонной сменой областей источника и стока тепла ("тепловая машина второго рода") [10]; теплообмен в системе океан–атмосфера; межполушарный теплообмен [11] и др. Важным фактором в регулировании термического режима Земли является состав атмосферы (прежде всего, содержание водяного пара), определяющий величину альбедо — отражения приходящей от Солнца коротковолновой радиации, роль парникового эффекта планеты и его изменение [12]. Интенсивность переноса радиационного тепла в основном связана с изменениями солярного климата Земли, определяемыми астрономическими факторами [7, 13, 14]. В связи с этим содержание радиационного блока имеет приоритетное, базовое значение в архитектуре всех климатических моделей, поскольку он отражает внешний основной входящий энергетический сигнал в моделируемую природную систему и её компоненты. Тем не менее существующие проблемы параметризации радиационного блока при анализе существующих проблем в моделировании климата в настоящее время не рассматриваются [15, 16].

Физико-математические модели климата — это высокотехнологичный и необходимый инструмент научной деятельности. Необходимость моделирования климатических процессов определяется следующим: во-первых, разнородностью компонентов природной системы (характеристикой состояния которой является климат); во-вторых, сложностью и многообразием связей между компонентами системы (прямых и обратных); в-третьих, постоянным изменением состояния как отдельных компонентов, так и природной системы в целом в пространстве и во времени; в-четвёртых, изменением во времени и в пространстве связей между компонентами природной системы. Учитывая необходимость и значимость моделирования природных процессов, совершенствование или создание принципиально новых моделей климата (относящихся к сфере высоких технологий) представляется актуальной проблемой естествознания [17, 18]. Совершенствование моделей базируется на выявлении проблем в моделировании и их решении. Целью работы является определение существующих в моделировании климата проблем, связанных с несовершенством радиационного блока из-за ограниченного отражения входящего в моделируемую систему внешнего энергетического сигнала, и обзорный анализ данных для их решения.

2. Доступные радиационные данные (внешний энергетический сигнал)

2.1. Данные, отражающие изменение активности Солнца

В качестве входящего в природную систему Земли внешнего энергетического сигнала в радиационном блоке физико-математических моделей климата в проекте CMIP-5 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) рекомендовано использование данных, полученных [19, 20] в результате радиометрических измерений общего потока радиации (с 1978 г.) и реконструкции TSI — Total solar irradiance (с 1610 г. с годовым и с 1882 г. с месячным разрешением) [21]. Реконструкция общего потока радиации выполнена на основе вариаций солнечной активности (солнечных пятен и факельных вспышек). CMIP (Coupled Model Intercomparison Pro-

ject) — международный проект по воспроизведению современного климата и прогнозу его изменений с помощью совместных моделей атмосферы и океана.

В проекте CMIP-6 [22] в радиационном блоке физико-математических моделей климата рекомендовано использовать реконструкцию TSI (на период до 9400 лет в прошлое), выполненную Ф. Штайнхильбером с коллегами [23]. Реконструкция выполнена на основе радионуклидных записей содержания Be^{10} в ледяных ядрах Гренландии и Антарктиды и содержания C^{14} в остатках деревьев. Напомним, что под TSI понимается суммарный поток солнечного излучения, проходящий за единицу времени через единичную площадку, ориентированную перпендикулярно потоку на расстоянии 1 астрономической единицы (а.е.) от Солнца вне земной атмосферы. Переход от значения солнечного излучения, полученного для диска Земли, расположенного перпендикулярно солнечным лучам на расстоянии 1 а.е. от Солнца, к значению для ВГА Земли производится делением этого значения на 4, поскольку площадь сферы в 4 раза больше площади её большого круга. Таким образом, TSI рассчитывается для сферы, несмотря на то что Земля имеет форму эллипсоида [1, 7, 8, 13].

Следует отметить, что эти рекомендации отражают возможность учёта вариаций, связанных только с изменением активности Солнца. Естественно, они не отражают изменений полного потока солнечной радиации, поскольку не учитывают вариации, связанные с небесно-механическими процессами. Исследования вариаций солнечной радиации, связанной с изменением физической активности Солнца, имеют давнюю историю (изучение образования солнечных пятен, циклов Швабе–Вольфа, Хейла, Глейсберга в изменении активности Солнца). При этом вопрос о существовании связи между изменением солнечной активности и климатом уже в течение продолжительного времени остаётся дискуссионным [24–28].

2.2. Данные по облучению Земли (солярный климат)

2.2.1. Низкочастотные (вековые) вариации облучения. Учёт вариаций солнечной радиации, связанных с небесно-механическими процессами, в радиационном блоке физико-математических моделей может осуществляться (и в большинстве моделей осуществляется) на основе теоретически рассчитанных данных по инсоляции Земли (солярного или математического климата). Такие данные впервые получены сербским математиком Милутином Миланковичем. Следует отметить, что, поскольку целью его расчётов было объяснение причин ледниковых эпох в плейстоцене, то расчёты выполнялись с низким пространственным и временным разрешением [6, 29]. Кроме того, вместо расчёта суммарного радиационного тепла за летнее и зимнее полугодия М. Миланкович использовал калорические полугодия. Калорические полугодия определяются как полугодия одинаковой продолжительности ($T_0/2$), когда на данной широте любое значение суточной инсоляции в летнее полугодие больше любого значения суточной инсоляции в зимнее полугодие (сразу отметим, что такой подход не позволяет рассчитать интенсивность межполушарного теплообмена). Продолжительность тропического года — период между двумя последовательными положениями Земли в точке весеннего равноденствия — считалась постоянной (что не позволяет учитывать малые вариации солярного климата Земли, связанные с возмущён-

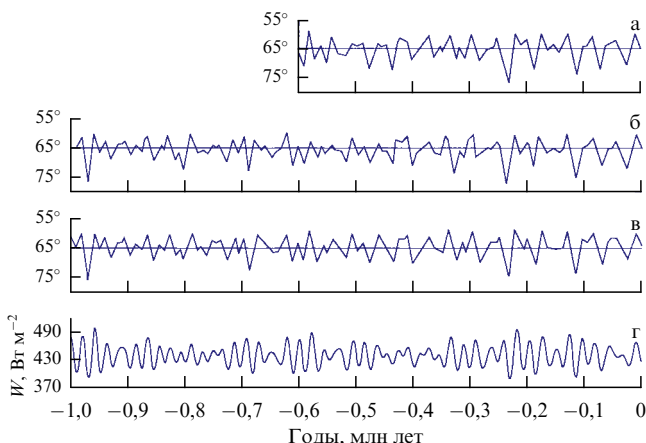


Рис. 1. Изменение инсоляции за летнее калорическое полугодие для широты 65° Северного полушария по данным разных исследователей [32]: (а) [6]; (б) [30]; (в) [31]; (г) [33]. По оси абсцисс отложено время в тысячелетиях от 1950 г.; по оси ординат: (а, б, в) инсоляция в эквивалентных широтах в течение летнего полугодия, (г) среднемесячная инсоляция в июле W (Вт м⁻²).

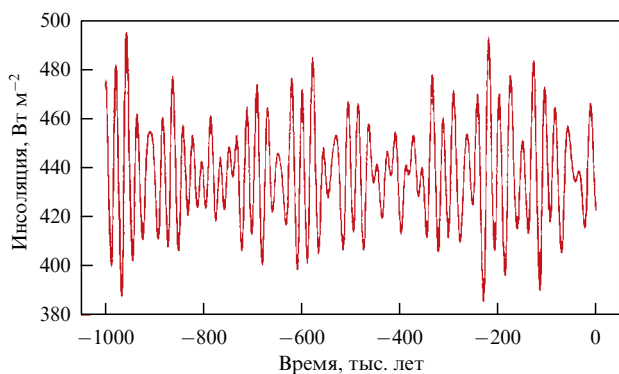


Рис. 2. Инсоляция, рассчитанная на 21 июля (120° геоцентрической долготы) для 65° с.ш. [34].

ным, а не кеплеровским движением Земли по орбите). М. Миланковичем были рассчитаны вариации инсоляции для восьми параллелей, располагающихся между 5° и 75° северной широты. Основные результаты его исследований изложены в опубликованной в 1939 г. на русском языке работе "Математическая климатология и астрономическая теория изменения климата".

Расчёты, произведённые М. Миланковичем, в дальнейшем выполнялись и уточнялись рядом авторов (рис. 1, 2). Эти расчёты основывались на новых решениях теории вековых возмущений, полученных для всей Солнечной системы в 1950 г. Д. Брауэром и А. Ван Вуркомом [30]. В расчётах использовались последние данные о массах и движении планет, учитывались эффекты второго порядка, вызванные, например, долгопериодическими вариациями в движении Юпитера и Сатурна.

Детальные расчёты приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации провели советские астрономы Ш.Г. Шараф и Н.А. Будникова [31]. Ими были обнаружены ошибки в исходных значениях долготы узлов Венеры и Земли, использованных Д. Брауэром и А. Ван Вуркомом. На основе исправленных значений Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой были пересчитаны постоянные интегрирования и выведены тригонометрические формулы для прецессии и наклона оси вращения,

включающие члены второго порядка для эксцентриситета и наклона. В результате ими были рассчитаны вариации инсоляции на период 30 млн лет в прошлое и на 1 млн лет в будущее. Построенные Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой графики хода эквивалентных широт приведены на рис. 1. Под эквивалентными широтами для 65° с.ш. понимаются широты, на которых в настоящее время за летнее калорическое полугодие поступает столько же солнечной радиации, сколько в прошлом поступало на параллель 65° с.ш. Увеличение эквивалентной широты означает сокращение поступающей радиации, и наоборот (например, поступающая к Земле солнечная радиация на 65° с.ш. 590000 лет назад характерна для широты 72° с.ш. в эпоху 1800 г.).

Жак Ласкар подготовил решение для орбитальных, прецессионных и наклонных переменных для расчётов низкочастотных вариаций инсоляции [34]. Астрономические эфемериды DE-406 (DE — Development Ephemeris) он использовал как эталон для тестирования своих решений на коротком участке времени. Отметим, что нами эти эфемериды DE-406 использовались в качестве исходных астрономических данных для расчётов инсоляции с высоким пространственным и временным разрешением [35, 36]. В приведённой работе [34] инсоляция рассчитывалась только на параллель 65° с.ш. и только на 1 день в году, когда Солнце находилось в 120° эклиптической долготы (лето в Северном полушарии) с шагом (на интервале в 1 млн лет), равным 1000 лет (см. рис. 2).

С использованием полученных Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой значений угла наклона оси, эксцентриситета и долготы перигелия в Институте океанологии Российской академии наук были рассчитаны значения инсоляции на миллион лет в прошлое и будущее относительно современной эпохи (начало 1950 г.) с шагом по времени в 5 тыс. лет и по широте в 10° [1, 3].

Суммарная за калорические полугодия радиация рассчитывалась на основе соотношения:

$$Q_{s,w} = \frac{I_0 T_0}{2\pi} \left[S(\varphi, \varepsilon) \pm \sin \varphi \sin \varepsilon \pm \frac{4}{\pi} e \sin \Pi \cos \varphi \right], \quad (1)$$

где I_0 — солнечная постоянная (равная 2 кал мин⁻¹ см⁻², или 1395,6 Вт м⁻²), T_0 — продолжительность тропического года (принимается постоянной), S — функция, описывающая распределение годовой инсоляции по меридиану, φ — географическая широта, Π — долгота перигелия, e — эксцентриситет, ε — наклон эклиптики.

Повторные расчёты вековых изменений элементов земной орбиты и инсоляции также были выполнены А. Вернекаром [37]. Позднее А. Берже [38] предложил улучшение для решения Д. Брауэра и А. Ван Вуркома, включив для эксцентриситета и наклона оси члены третьего порядка, и рассчитал вариации элементов орбиты и инсоляции. Сравнение рассчитанных вариаций солнечной радиации приведено на рис. 1.

В целом с исследованием солярного климата Земли связано получение серии расчётных значений вековых или низкочастотных вариаций приходящей солнечной радиации, связанных с вековыми вариациями элементов орбиты Земли: эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси вращения. Количественные результаты этого решения — расчёта вековых вариаций солнечной радиации — у различных исследователей несколько различаются в связи с различиями в начальных условиях и в способах расчётов (см. рис. 1, 2).

Таким образом, в настоящее время известно несколько (не менее 8) баз данных, отражающих низкочастотные вариации инсоляции, которые могут быть включены в радиационный блок физико-математических моделей климата [1, 6, 30, 31, 34, 37–39]. Значения инсоляции или ссылки на их размещение указаны в соответствующих публикациях. Данные, полученные Анри Берже, используются, например, в радиационном блоке климатической модели промежуточной сложности ИФА РАН [40]. Кроме того, известны подпрограммы (например, Daily INSOLation), позволяющие выполнять расчёты инсоляции (для Земли и отдельных параллелей) за заданное время с учётом изменений эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси. Тем не менее в рекомендациях CMIP учёт вековых (и периодических) вариаций не отмечается.

2.2.2. Высоочастотные (периодические) вариации облучения. Расчёты, учитывающие периодические возмущения элементов земной орбиты, наклона оси и связанные с ними высокочастотные вариации солнечной радиации, выполнялись в Главной геофизической обсерватории имени А.И. Воейкова (ГГО) [41]. В настоящее время исследования высокочастотных вариаций инсоляции проводятся в институте астрономии и геофизики имени Г. Леметра (Бельгия) [42–44]. Однако расчёты с разрешением по времени, равным одним суткам, выполнялись, во-первых, для отдельных параллелей, во-вторых, только для четырёх (точек равноденствий и солнцестояний) или пяти (кардинальные точки и точка с геоцентрической долготой 120°) суток в году. В наше время расчёты инсоляции с высоким временным разрешением выполнены Г. Сионко и В. Суном на 12 тыс. лет в прошлое (по эфемеридам DE-431). Расчёты инсоляции с суточным разрешением проводились ими, во-первых, для отдельных параллелей, во-вторых, без учёта изменения продолжительности тропического года [45]. То есть в настоящее время для параметризации имеются четыре базы данных инсоляции Земли, рассчитанные с учётом периодических вариаций солнечной радиации [41–45].

2.2.3. Новые расчёты инсоляции и их отличия от предшествующих расчётов. Отмеченные расчёты инсоляции (в вековом и периодическом диапазонах) обладают рядом недостатков. Для их преодоления автором совместно с А.А. Костиным [35, 36] были выполнены расчёты инсоляции с высоким пространственным и временным разрешением на 5000 лет в прошлое и на 999 лет в будущее (относительно 2000 года). Инсоляция Земли (энергия облучения — ЭО [Дж], удельная энергия облучения — УЭО [Дж м⁻²] и интенсивность облучения — ИО [Вт м⁻²]) рассчитывалась с высоким пространственным и временным разрешением. Расчёты выполнялись по данным высокоточных астрономических эфемерид (DE-406) [46, 47] для верхней границы атмосферы (или поверхности Земли без учёта атмосферы) в интервале от 3000 г. до н.э. до 2999 г. н.э. Исходными астрономическими данными для расчётов 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, равными 6378137 м (боль-

шие) и 6356752 м (малая). В общем виде алгоритм расчётов можно представить выражением:

$$I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2) = \int_{t_1}^{t_2} \left(\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(\varphi) \left(\int_{-\pi}^{\pi} A(t, \varphi, \alpha) d\alpha \right) d\varphi \right) dt, \quad (2)$$

где I — приходящая солнечная радиация за элементарный n -й фрагмент m -го тропического года [Дж]; σ — площадной множитель [м²], 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; $A(t, \varphi, \alpha)$ — солнечная радиация в заданный момент в заданном месте поверхности эллипсоида [Вт м⁻²], t — время [с]. Шаги при интегрировании составляли: по долготе 1°, по широте 1°, по времени 1/360 часть продолжительности тропического года с учётом её изменения. Изменение активности Солнца не учитывалось. Значение солнечной постоянной (среднее многолетнее значение TSI) принималось равным 1361 Вт м⁻² [48]. Подробно методика выполненных расчётов приходящей на эллипсоид Земли солнечной энергии изложена в [13, 35, 36]. При этом вариации солнечной активности (значения TSI по результатам известных реконструкций) в дальнейшем легко учитываются в рассчитанных данных инсоляции [49].

Основные отличия нашего подхода по времени, пространству и исходным данным от отмеченных выше расчётов низкочастотных вариаций инсоляции заключаются в следующем.

1. *По времени.* М. Миланкович и его последователи рассчитывали инсоляцию Земли на длительные периоды времени (от нескольких сотен тысяч до миллионов лет) с учётом только её вековых вариаций, связанных с изменением эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси вращения Земли. Периоды изменений этих астрономических характеристик составляют несколько десятков тысяч лет. Разрешение по времени в расчётах составляло приблизительно от 5000 лет в расчётах М. Миланковича [6, 29], Ш. Шараф и Н. Будниковой [31], С.А. Мониной [1] до 1000 лет в работах А. Вернекара [37], А. Берже [33, 38], Ж. Ласкара [34]. Миланкович и его последователи рассчитывали суточную и годовую инсоляцию на некоторый начальный год (например, 1850 или 1950 год). Затем совершался шаг от 1000 до 5000 лет в прошлое или в будущее и, процедура расчётов с учётом изменения эксцентриситета, долготы перигелия и угла наклона оси повторялась. Периодические вариации инсоляции не учитывались. Продолжительность тропического года принималась постоянной. В наших расчётах учитывались вековые и периодические вариации таких астрономических характеристик как расстояние Земля–Солнце, продолжительность тропического года, угол наклона оси вращения и т.д. Разрешение по времени при интегрировании в наших расчётах составляло 1/360 часть продолжительности тропического года (приблизительно сутки) с учётом вариаций этой продолжительности [50].

2. *По пространству.* М. Миланковичем и всеми его последователями расчёты выполнялись только для отдельных географических параллелей. При этом считалось, что Земля имеет форму сферы. В нашем подходе инсоляция рассчитывалась для всей земной поверхности (аппроксимированной эллипсоидом), её полушарий и отдельных широтных зон. Разрешение по пространству при

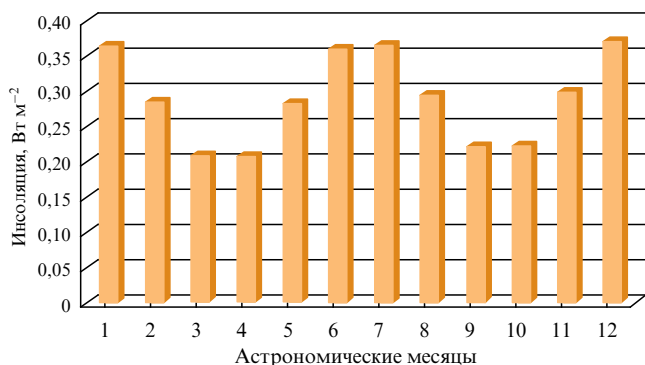


Рис. 3. Разность средней многолетней месячной интенсивности облучения сферы и эллипсоида.

интегрировании составляло по долготе 1° , по широте 1° . То есть в расчётах Миланковича и его последователей использовалась линия — в математике характеристика пространства первого порядка. Нами инсоляция рассчитывалась на площадь — характеристику пространства второго порядка.

Проведено исследование влияние формы Земли на характер её облучения [51]. Для сопоставления облучения эллипсоидальной (при современном полярном сжатии) и шаровидной Земли был выбран интервал тропических (астрономических) лет от 3000 г. до н.э. до 2999 г. н.э. Радиус сопоставляемой сферы выбирался таким образом, чтобы сфера и эллипсоид ограничивали равные объёмы. Для инсоляции сравнивались её значения для сферы и эллипсоида в среднем за год и по месяцам года, затем для полусфер и полу-эллипсоидов в среднем в полугодиях, затем для 5-градусных зон в среднем в полугодиях. То есть анализировались как временные, так и пространственные различия в облучении сферы и эллипсоида.

Инсоляции эллипсоида и сферы в среднем за год равны $340,013 \text{ Вт м}^{-2}$ и $340,302 \text{ Вт м}^{-2}$ соответственно (облучение сферы на $0,085\%$ больше, чем эллипсоида). Средние многолетние месячные значения интенсивности облучения (ИО) эллипсоида и сферы синхронно изменяются от начала к концу года. Минимумы достигаются в 3-м астрономическом месяце (в афелии), максимумы в

9-м месяце (в перигелии). Разность среднееголетних месячных значений облучения сферы и эллипсоида в каждом месяце положительна. Годовой ход этой разности (рис. 3) напоминает букву W с минимумами в периоды солнцестояний и максимумами в периоды равноденствий [51].

Изменения разности годовой ИО сферы и эллипсоида по широтам невелики (рис. 4).

Средняя годовая ИО северного полу-эллипсоида и северной полусферы соответственно равны $419,818 \text{ Вт м}^{-2}$ и $419,911 \text{ Вт м}^{-2}$ в первом астрономическом полугодии и $257,334 \text{ Вт м}^{-2}$ и $257,827 \text{ Вт м}^{-2}$ во втором полугодии. Средняя годовая ИО южного полу-эллипсоида и южной полусферы соответственно равны $434,932 \text{ Вт м}^{-2}$ и $435,028 \text{ Вт м}^{-2}$ во втором астрономическом полугодии и $248,392 \text{ Вт м}^{-2}$ и $248,868 \text{ Вт м}^{-2}$ в первом полугодии. В каждой паре (полу-эллипсоид, полусфера) отношение ИО в тёплом полугодии к ИО в холодном полугодии больше, чем аналогичное отношение у полусферы, на $0,169\%$. В ряду разностей полугодических облучений широтных зон сферы и эллипсоида максимум положителен, а минимум отрицателен. В первом астрономическом полугодии максимум ИО ($0,0031 \text{ Вт м}^{-2}$) и минимум ИО ($-0,0003 \text{ Вт м}^{-2}$) отмечаются в зонах $45^\circ-50^\circ$ ю.ш. и $10^\circ-15^\circ$ с.ш. Во втором полугодии — в зонах $45^\circ-50^\circ$ с.ш. ($0,0032 \text{ Вт м}^{-2}$) и $10^\circ-15^\circ$ ю.ш. ($-0,0003 \text{ Вт м}^{-2}$). Следует обратить внимание, что пространственные и временные различия в облучении сферы и эллипсоида представлены здесь для среднееголетних значений инсоляции.

Модуль разности полугодических значений ИО у полу-эллипсоида больше, чем у полусферы, на $0,247\%$ для северной пары либо на $0,204\%$ для южной пары. Модуль разности полугодических значений ИО Северного (Южного) полушария Земли (сезонность облучения, или инсоляционная сезонность) — один из ключевых показателей солярного климата Земли (раздел 3.4.3) [7]. Таким образом, средняя многолетняя инсоляционная сезонность Северного (Южного) полушария Земли у эллипсоидальной Земли больше (за счёт увеличения кривизны поверхности), чем у шаровидной Земли, на $0,247\%$ ($0,204\%$). Напомним, что сезонность в солярном климате Земли определяется разностью ИО летнего и зимнего полугодия.

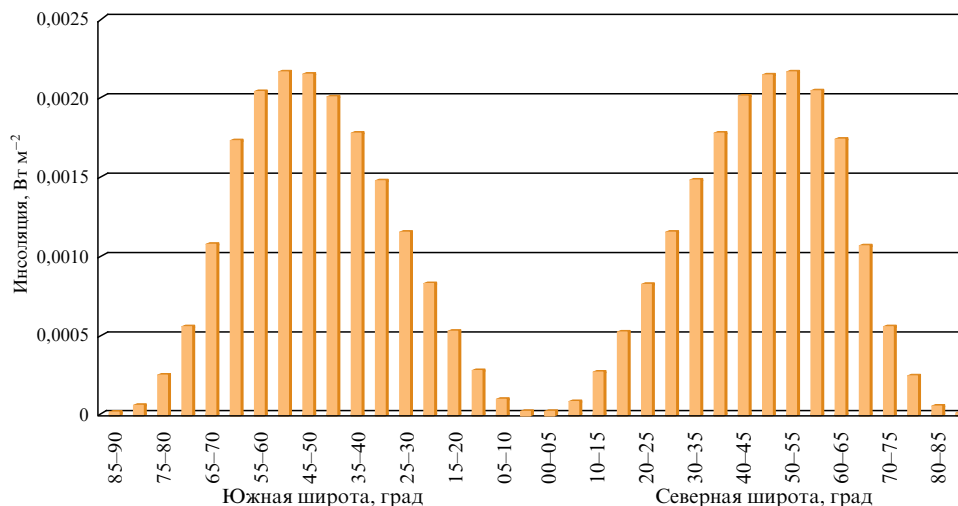


Рис. 4. Разность средней многолетней годовой интенсивности облучения сферы и эллипсоида в различных широтных зонах.

Для интервала от 1978 до 2008 года в работе [51] показано, что а) средний многолетний модуль годовой аномалии TSI больше, чем средняя многолетняя разность ИО сферы и эллипсоида, на 14,01 %, б) средний многолетний модуль месячной аномалии TSI превышает среднюю многолетнюю разность ИО сферы и эллипсоида на 23,37 %. Отсюда следует вывод о том, что разности (ошибки) в расчётах интенсивности облучения сферы и эллипсоида соизмеримы с вариациями TSI в 11-летнем цикле, отмечаемыми в настоящее время.

3. Для выполнения расчётов М. Миланковичем на длительный период были рассчитаны астрономические эфемериды для эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси вращения Земли, которые в дальнейшем уточнялись его последователями [30, 34, 37–39]. Нами для расчётов инсоляции использовались приведённые в формуле (2) параметры, учитывающие вековые и периодические вариации элементов орбиты Земли и наклона оси её вращения. В качестве исходных данных для расчётов использовались высокоточные астрономические эфемериды DE-406, рассчитанные в Лаборатории реактивного движения Калифорнийского технологического института на период от 3000 лет до н.э. до 2999 лет н.э. и доступные на электронном ресурсе NASA [47].

Отличия нашего подхода в расчётах высокочастотных (периодических) вариаций инсоляции от методов Е.П. Борисенкова, М.-Ф. Лутр (Loutre), С. Бертрана (Bertrand) и их коллег связаны, во-первых, с исходными астрономическими данными, используемыми в расчётах. Во-вторых, с различным решением расчётов инсоляции относительно поверхности Земли. В-третьих, по временному интервалу, охваченному расчётами. В качестве исходных данных Е.П. Борисенковым с коллегами использовались эфемериды, рассчитанные в Институте теоретической астрономии Академии наук СССР (e-mail сообщение А.В. Цветкова, 2015). Исходными данными для расчётов, выполненных бельгийскими исследователями [43, 44], были эфемериды VSOP82 [39]. В наших расчётах использовались JPL (Jet Propulsion Laboratory) Planetary and Lunar Ephemerides DE-406 [46, 47].

Поверхность Земли при расчётах инсоляции отождествлялась нашими предшественниками со сферой, и расчёты выполнялись только для отдельных параллелей. Е.П. Борисенковым с коллегами [41] получены значения только для параллелей 20°, 40°, 60° и 80° северной широты. В исследованиях бельгийских учёных [44] расчёты выполнялись (на середину июля, точнее, для точки с геоцентрической эклиптической долготой, равной 120°) только для параллели 65° северной широты. Для точек равноденствия и солнцестояния инсоляция рассчитывалась только для экватора и параллелей 30°, 60° и 90° в каждом полушарии. Напомним, что геоцентрическая долгота Солнца — это угол между направлением из центра Земли на точку весеннего равноденствия и Солнце. Точки весеннего и осеннего равноденствия — точки пересечения плоскости земной орбиты (эклиптики) с плоскостью небесного экватора.

В работе С. Бертрана с коллегами [43] расчёты инсоляции охватывают предшествующее тысячелетие, они также относятся к июлю (точке с геоцентрической долготой, равной 120°) и рассчитаны для широтной зоны 65°–70° с.ш. При этом значения для широтной зоны рассчитывались усреднением значений, полученных для ограничивающих её параллелей (65° и 70°). В наших рас-

чётах поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом. Приходящая радиация рассчитывалась не на отдельные параллели, а на поверхность отдельных широтных зон с разрешением по широте в 1°, полушарий и всей Земли. Кроме того, нами были получены количественные характеристики влияния формы Земли на характер облучения её поверхности (см. рис. 3, 4) [51].

Разрешение по времени при расчётах высокочастотных вариаций инсоляции в работе Е.П. Борисенкова с коллегами приблизительно соответствует суткам [41]. Однако выполненные ими расчёты представлены только для зимнего и летнего полугодий и только для Северного полушария в интервале от 1800 до 2100 года. В работе М.-Ф. Лутр с коллегами [44] расчёты проводились на интервале в 5000 лет в прошлое с годовым разрешением и только для июля (отдельной точки с геоцентрической долготой 120°), точек равноденствия и солнцестояния. В работе С. Бертрана с коллегами [43] расчёты инсоляции охватывают предшествующее тысячелетие, но они относятся только к одному месяцу — июлю и выполнены с годовым разрешением. Кроме этого, значение солнечной постоянной в наших расчётах принималось равным 1361 Вт м⁻² [48]. В работах наших предшественников — 1368 Вт м⁻² [43], 1367 Вт м⁻² в работе Е.П. Борисенкова с коллегами [41] и М.-Ф. Лутр с коллегами [44], 1366 Вт м⁻² [42].

Выполненные нами расчёты основаны на высокоточных эфемеридах, в них используется новое значение солнечной постоянной (1361 Вт м⁻²) [48], более детально охватывается временной интервал протяжённостью в 5999 лет и вся поверхность Земли. Земля в наших расчётах не отождествляется со сферой, а аппроксимируется эллипсоидом. При этом ошибка в расчётах облучения равновеликих по объёму сферы и эллипсоида (отличающихся кривизной поверхности), как отмечалось выше, соизмерима с вариациями солнечной активности в 11-летнем цикле (в настоящее время) [51]. Выполненные расчёты, таким образом, закрывают пространственные и временные "бреши" в расчётах инсоляции для периода от 3000 лет до н.э. до 2999 лет н.э. Это создаёт возможность применения полученных значений инсоляции в радиационном блоке физико-математических моделей климата. В полученных результатах легко учитываются и вариации солнечной радиации, связанные с изменением активности Солнца. Для этого достаточно разделить имеющиеся реконструированные значения TSI на используемое нами в расчётах значение 1361 Вт м⁻², а затем умножить на полученные коэффициенты рассчитанные нами значения инсоляции. Таким образом, учитываются вариации разной физической природы в изменениях общего потока приходящей солнечной радиации.

По результатам вычислений сформирована общедоступная база данных приходящей солнечной энергии во все широтные зоны эллипсоида Земли (протяжённостью в 5 градусов) за каждый астрономический месяц каждого года для периода от 3000 лет до н.э. до 2999 лет н.э. [52]. Значения инсоляции Земли представлены в массивах данных в трёх единицах измерения: Дж, Дж м⁻² и Вт м⁻². Размерность соответствует энергии облучения, удельной энергии облучения и интенсивности облучения (которая будет рассматриваться в дальнейшем) [51]. Вычисленные с высоким пространственным и временным разрешением значения приходящей солнечной радиации могут использоваться при численных экспериментах в

качестве входного внешнего энергетического сигнала в радиационном блоке физико-математических моделей климата (Incoming Solar Radiation).

Таким образом, существуют возможности использования данных облучения Земли в качестве входящего энергетического сигнала, изменяющегося во времени с годовым (а также с более высоким и более низким) разрешением. Однако в ряде математических моделей климата данная возможность (учёта вековых или периодических вариаций приходящей солнечной радиации) остаётся нереализованной. В связи с этим у таких моделей с упрощённой параметризацией солнечной радиации могут возникать проблемы как на стадии воспроизведения климата, так и на этапах реконструкции или прогнозирования его изменений.

3. Основные проблемы параметризации внешнего радиационного сигнала

Рассмотрим проблематику радиационного блока на примере наиболее известных отечественных физико-математических моделей климата ИВМ РАН (Институт вычислительной математики РАН им. Г.М. Марчука), ИФА (Института физики атмосферы РАН им. А.М. Обухова) и ГГО (Главная геофизическая обсерватория имени А.И. Воейкова). В ИВМ РАН разработана совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана. Это единственная российская физико-математическая модель (INMCM — Institute of Numerical Mathematic Climate Model) климата, участвующая в проекте CMIP [18]. "В модель включены суточный и сезонный ход высоты Солнца" ([53], с. 380; [54], с. 228). Иными словами, в радиационном блоке данной модели в настоящее время учитываются только суточные и сезонные вариации солнечной радиации и не учитываются её межгодовые и многолетние (вековые и периодические) изменения. При этом, как отмечалось, существуют реальные возможности их учёта.

Прототипом МОЦА (модель общей циркуляции атмосферы) в модели ИВМ РАН можно считать модель общей циркуляции атмосферы, подробно изложенную в фундаментальной работе [55]. В ней отмечается, что основу математического моделирования общей циркуляции атмосферы и океана составляет система уравнений гидротермодинамики. В качестве источника энергии она содержит слагаемое ε_r , характеризующее радиационное нагревание или охлаждение воздушных масс. Другой характеристикой радиационных процессов в системе атмосфера–Земля являются величины поглощённой поверхностным слоем континентов и океанов солнечной радиации S_g и нисходящего потока длинноволновой радиации у поверхности Земли F_g (противоизлучение атмосферы). Указывается, что "...целью радиационного блока, содержащегося в моделях общей циркуляции атмосферы и океана, является определение функций ε_r , S_g , F_g " ([55], с. 45). При этом для определения функций ε_r , S_g и F_g в МОЦА используются значения температуры, влажности и давления в узлах трёхмерной разностной сетки. Все остальные параметры, определяющие радиационный процесс, либо параметризуются через указанные функции, либо считаются равными некоторым известным средним значениям [55]. Численные эксперименты с моделью имели целью воспроизведение основных климатических характеристик. Прогнозирование на этом этапе

не рассматривалось. Модель общей циркуляции атмосферы (МОЦА) получила развитие в работах В.П. Дымникова, В.Н. Лыкосова, Е.М. Володина с коллегами [56]. Основы МОЦО (модель общей циркуляции океана) в совместной модели ИВМ РАН изложены в работах Н.А. Дианского [17, 54, 57]. Входящий энергетический сигнал без учёта многолетней (вековой и периодической) и межгодовой изменчивости отражает кеплеровское невозмущённое движение Земли, которое происходит в условиях отсутствия изменений характеристик её орбитального движения (эксцентриситета, долготы перигелия, а также периодических вариаций) и наклона оси вращения. Реальное движение Земли является возмущённым (лагранжевым) и со временем характеристики орбитального движения Земли и наклона оси, определяющие её инсоляцию (и интенсивность переноса радиационного тепла), изменяются. Без учёта многолетних изменений облучения для определенной географической широты на одно и то же время (одинаковый часовой угол) в один и тот же день (одинаковая геоцентрическая долгота Солнца), через 10, 20, 100, 1000 лет входящий энергетический сигнал в модели ИВМ РАН будет равен одной и той же величине. То есть внешний энергетический сигнал (солнечная радиация) в модели ИВМ РАН зависит от времени только в масштабах суток и сезонов года и не зависит от времени на более продолжительных интервалах, для которых реконструируются или прогнозируются климатические характеристики. В связи с упрощённой параметризацией солнечной радиации (неучётом многолетних и межгодовых изменений основного энергетического — радиационного сигнала) реконструкция и прогнозирование многолетних изменений климата представляется весьма условным. С учётом отмеченных выше рекомендаций (CMIP-5, CMIP-6) в модели, на этапе воспроизведения климатических характеристик могут учитываться многолетние вариации TSI. Однако, во-первых, они отражают вариации облучения только одной, связанной с изменением активности Солнца физической природы. Вариации же, связанные с небесно-механическими процессами (кроме суточного и годового хода), не учитываются. Во-вторых, данные TSI доступны по реконструкциям только для прошлого [19, 20, 23, 51] и по измерениям — для настоящего. Поэтому на этапе прогнозирования реалистично учитывать многолетние изменения TSI не представляется возможным. В связи с этим при моделировании изменений климата (как в прошлом, так и в будущем) возникает ряд требующих решения проблем, связанных с неучётом межгодовых и многолетних (вековых и периодических) вариаций приходящей солнечной радиации. Тем не менее при обсуждении существующих в моделировании климата сложностей проблемы, связанные с параметризацией солнечной радиации, не рассматриваются [15, 16, 58, 59]. В связи с этим следует остановиться на них подробнее.

3.1. Тенденции многолетних (вековых) изменений приходящей солнечной радиации

Как показывают наши расчёты [60, 61] для годовой инсоляции Земли (в работе под инсоляцией понимается интенсивность облучения — ИО, [Вт м⁻²]) за период, охваченный расчётами (от 3000 г. до н.э. до 2999 г.), характерна медленная тенденция к сокращению, которое составляет 0,0055 %. Отмечается увеличение облучения в экваториальной области Земли (на 0,25 %, относительно

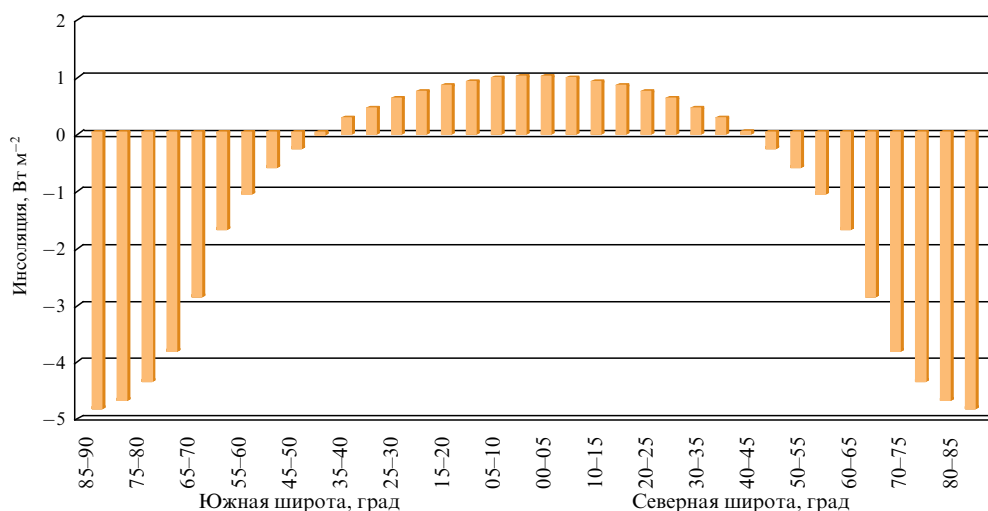


Рис. 5. Вековое изменение годовой интенсивности облучения Земли в интервале от 3000 г. до н.э. до 2999 г.

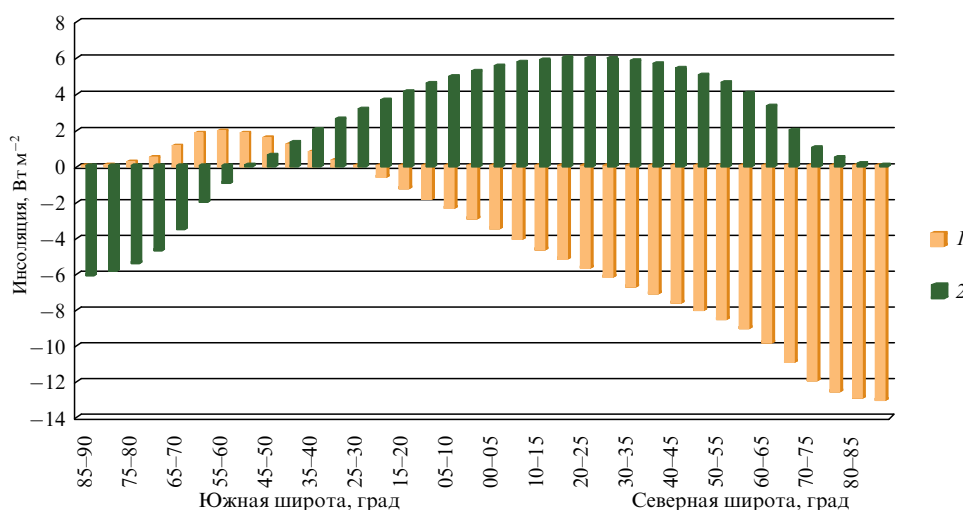


Рис. 6. Вековое изменение интенсивности облучения Земли в первое (1) и второе (2) астрономическое полугодие по широтам.

3000 г. до н.э.) и сокращение в полярных районах (на 2,72 %). То есть для современной эпохи характерно усиление меридиональной контрастности в распределении интенсивности годовой ИО Земли (рис. 5).

Усиление меридиональной контрастности связано с уменьшением угла наклона оси вращения Земли. При уменьшении угла наклона оси (относительно перпендикуляра к плоскости эклиптики) приход солнечной радиации в экваториальной области увеличивается, а в полярных районах сокращается. Следствием этого является усиление инсоляционной контрастности и увеличение меридионального градиента инсоляции [6, 13].

Изменение полугодовой ИО имеет иной характер распределения по широтам. В первое астрономическое полугодие в широтной области от 25° ю.ш. до 90° с.ш. ИО сокращается (рис. 6). Максимальное сокращение составляет 13,1 Вт м⁻² (или 3,83 %) и отмечается в полярной зоне Северного полушария (85°–90° с.ш.). Увеличение ИО в это полугодие происходит в широтном диапазоне 25°–90° ю.ш. Максимально ИО увеличивается на 1,97 Вт м⁻² (1,96 %) в широтной зоне 55°–60° ю.ш.

Во второе астрономическое полугодие в широтной области 50°–90° ю.ш. отмечается сокращение ИО. Мак-

симальное сокращение ИО (на 6,05 Вт м⁻², или на 1,71 %) характерно для полярной зоны Южного полушария (85°–90° ю.ш.). В области от 55° ю.ш. до 90° с.ш. ИО увеличивается. Максимальное увеличение ИО (на 6,09 Вт м⁻², или на 1,87 %) приходится на широтную зону 20°–25° с.ш. [13]. Таким образом, в Северном полушарии инсоляционная сезонность сглаживается. В Южном полушарии изменение инсоляционной сезонности по широтам имеет более сложный характер (см. рис. 6).

Характер широтного распределения ИО в полугодиях (и сезонах) определяется изменением их продолжительности, связанной с угловым соотношением линии узлов, соединяющей равноденственные точки, и линии апсид, соединяющей афелий и перигелий земной орбиты [13]. Это соотношение изменяется в связи с прецессией точки весеннего равноденствия и движением перигелия земной орбиты.

3.2. Периодические вариации солнечной радиации

Периодические изменения характерны для большинства гидрометеорологических процессов. Однако в радиационном блоке климатических моделей (таких как ИВМ РАН, ГГО и др.) в настоящее время не учитываются пе-

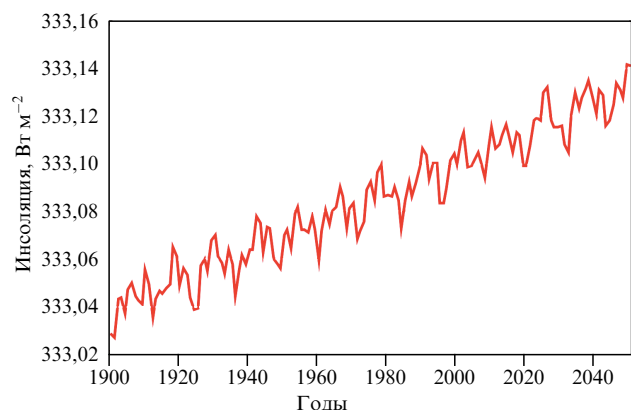


Рис. 7. Многолетние периодические изменения ИЮ Земли в первое астрономическое полугодие в интервале от 1900 до 2050 года.

риодические вариации инсоляции [53, 54, 59], которые могут быть причиной периодических вариаций гидрометеорологических характеристик. Реальное движение Земли является возмущённым. В связи с периодическими изменениями орбитальных характеристик (прежде всего, расстояния Земля–Солнце, продолжительности тропического года) и наклона оси (нутация) возникают периодические вариации в облучении Земли (рис. 7) [62].

На фоне отмеченных выше вековых тенденций в облучении Земли отмечаются осложняющие её 19-летние вариации (рис. 7, 8). Такая периодичность в инсоляции Земли отмечается и нашими предшественниками, выполнявшими расчёты в диапазоне высокочастотных вариаций инсоляции [41, 43–45, 63]. В 19-летней периодичности выделяются циклы продолжительностью 8 и 11 лет, которые, в свою очередь, образованы двух- и трёхлетними циклами ($2+3+3$ — 8-летний цикл и $2+3+3+3$ — 11-летний цикл). При этом облучение Земли от восьмилетнего цикла к 11-летнему циклу в 19-летней нутационной периодичности изменяется (рис. 8), то усиливая, то ослабляя отмеченную тенденцию усиления меридиональ-

ной контрастности. Амплитуда изменений ИЮ в 19-летнем цикле в полярных районах составляет около 0,07% от проходящей в указанные районы солнечной радиации. Известно, что вариации TSI, учитываемые (в соответствии с рекомендациями CMIP) в физико-математических моделях климата, также составляют 0,07% в 11-летнем цикле [64, 65].

Отмеченная двух- и трёхлетняя периодичность связана с соизмеримостью в средних движениях Земли с ближайшими планетами — Марсом и Венерой [13, 50]. Известно, что в параметрах движений планет и их спутников выдерживается ряд интересных соотношений, вследствие наличия соизмеримостей и резонансов [66, 67]. Условия резонанса определяются равенством частот вынужденных (под действием внешней силы) и собственных колебаний. Рассмотрим это подробнее. Сидерическим, или звёздным, периодом обращения планеты называется промежуток времени, в течение которого планета совершает один полный оборот вокруг Солнца по своей орбите. Сидерический период Венеры составляет 224,701 сут. (0,61521 тропического года), Марса — 686,980 сут. (1,88089 тропического года), Земли (звёздный год) — 365,256 сут. (1,00004 тропического года). Частоты обращения планет ($\omega = 2\pi/T$) составляют для Венеры $0,0279624 \text{ сут.}^{-1}$, для Марса — $0,0091460 \text{ сут.}^{-1}$, для Земли — $0,0171894 \text{ сут.}^{-1}$. Отсюда следует $2\omega_{\text{Марса}} (0,0182920 \text{ сут.}^{-1}) - \omega_{\text{Земли}} (0,0171894 \text{ сут.}^{-1}) = 0,0011026 \text{ сут.}^{-1}$ и $3\omega_{\text{Венеры}} (0,0838872 \text{ сут.}^{-1}) - 5\omega_{\text{Земли}} (0,085947 \text{ сут.}^{-1}) = -0,0020598 \text{ сут.}^{-1}$. Такой результат свидетельствует о том, что в орбитальных движениях Земли с ближайшими планетами Марсом и Венерой существует соизмеримость (форма связи орбитальных объектов): орбитальный резонанс Земли с Марсом равен $2/1$, Земли с Венерой — $3/5$ [66–68].

Таким образом, через каждые 2 земных года взаимные положения Земли с Марсом и через 3 года Земли с Венерой относительно Солнца повторяются. С этими повторениями связаны периодические возмущения орбитального движения Земли (расстояния Земля–Солнце,

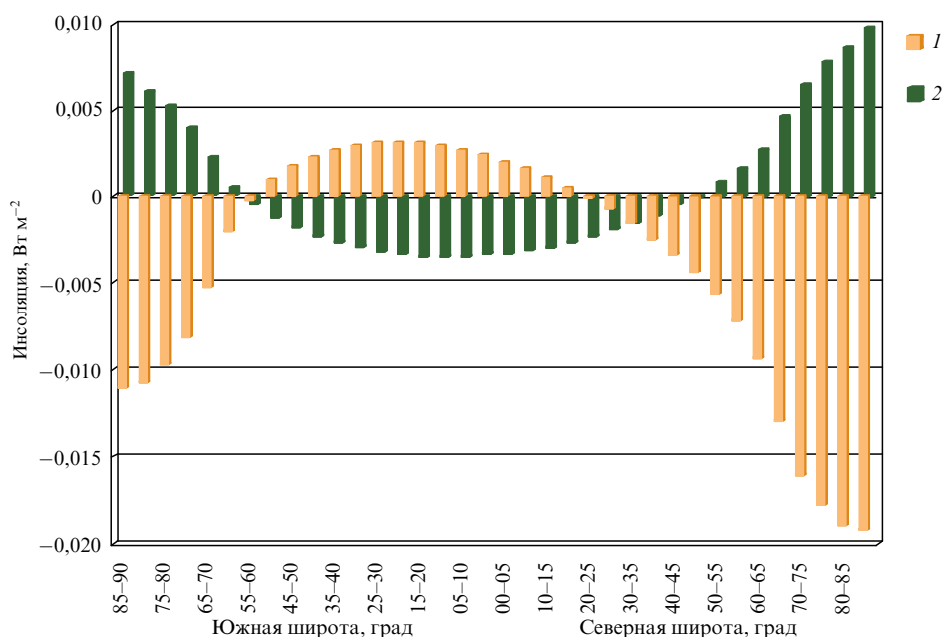


Рис. 8. Широтные изменения инсоляции Земли (ИЮ) в 19-летнем нутационном цикле (1 — в фазу 2000–2010 гг., 2 — в фазу 2011–2019 гг.).

продолжительности тропического года) и, следовательно, вариации поступающей к Земле за тропический год солнечной радиации (см. рис. 7). В соотношении двух- и трёхлетних циклов в рядах межгодовых изменений ИО отражается соотношение возмущающего действия ближайших планет. Около 70 % циклов исследуемого временного ряда (произвольной продолжительности) образованы трёхлетними циклами, которые определяются возмущениями орбитального движения Земли со стороны Венеры. Остальная часть временного ряда — около 30 % — представлена двухлетними циклами, которые определяются более слабым возмущением орбитального движения Земли Марсом [69]. Из-за отмеченных соотношений двух- и трёхлетних циклов при спектральном анализе максимум спектральной плотности приходится на колебания с периодом 2,7 года (которых в реальности нет) [13, 50, 65]. Именно этот статистический пик отмечается всеми нашими предшественниками как доминирующий при спектральном анализе периодических вариаций инсоляции [41, 43–45, 63]. Пик с периодом 2,7 года отмечается и в спектральном анализе отдельных климатических характеристик [70]. Целочисленная периодичность в инсоляции и многих природных процессах связана с годовым обращением Земли вокруг Солнца и его соизмеримостью с орбитальными движениями Луны и ближайших планет Венеры и Марса (а также Юпитера — резонанс 1/12). С отмеченными двух- и трёхлетними вариациями ИО могут быть связаны известные в изменчивости климатических характеристик квазидвухлетние (КДК) и квазитрёхлетние колебания (КТК) [71].

Многолетние периодические вариации облучения полушарий и отдельных широтных зон за астрономические сезоны и месяцы имеют ещё большую амплитуду, чем периодические вариации облучения Земли [13]. В результате периодического возмущающего действия Луны, Солнца и планет Земля имеет оскулирующую орбиту. То есть она постоянно движется по эллипсу, но в каждый момент её движения это новый эллипс. В результате возмущённого движения Земля приходит в точку весеннего равноденствия каждый год то раньше, то позже и каждый год на разном расстоянии от Солнца, вследствие чего орбитальное движение Земли образует тор с диаметром около 30 тыс. км [72, 73].

Отмеченные вариации могут усиливаться резонансным откликом природной системы Земли и её компонентов на кратные году (собственному периоду системы) возмущения. Кроме того, возможен эффект стохастического резонанса — отклика бистабильной или метастабильной нелинейной системы на слабый периодический сигнал при шумовом воздействии определённой мощности [74–77]. Отмеченные колебания инсоляции можно считать слабыми периодическими сигналами для природной системы Земли при шумовом воздействии. В случае резонанса амплитуда колебаний зависящих от солнечной радиации гидрометеорологических характеристик может возрастать многократно (вызывая экстремальное событие). Такой резонанс возможен при малом внешнем многократном воздействии на систему [74].

Значительное внимание авторами модели ИВМ РАН уделяется оценке возможных изменений климата под влиянием малых внешних воздействий — проблеме чувствительности климата [15, 78, 79]. Тем не менее отмеченные малые периодические вариации солнечной радиации — основного источника энергии — не входят в ра-

диационный блок данной модели (как и других моделей). При этом уже в первых энергобалансовых моделях [80, 81] показана "неустойчивость снежного и ледникового покровов к малым колебаниям инсоляции" ([82], с. 268). В то же время получены тесные зависимости изменения площади морских льдов от приповерхностной температуры воздуха и температуры поверхности океана [83]. Для такой зависимости характерно наличие и обратной положительной связи [80]. Отмечаемая связь периодических изменений климатических характеристик с периодическими изменениями инсоляции подтверждает необходимость параметризации малых периодических (отличных от годового цикла, включённого в радиационные блоки всех моделей) вариаций инсоляции в математическом моделировании климата.

В известной астрономической теории климата вековые вариации солнечной радиации рассчитываются в связи с вековыми возмущениями двух орбитальных элементов — эксцентриситета орбиты и долготы перигелия, а также угла наклона оси вращения. При этом считается, что "возмущения бывают двух родов: периодические, происходящие в чрезвычайно узких пределах, и вековые. Первые не оказывают почти никакого влияния на облучение Земли и поэтому для нас не представляют интереса" ([6], с. 37). Утверждение справедливо только при рассмотрении климатических изменений в геологических масштабах времени с большой дискретностью во времени. В расчётах инсоляции в таких случаях применяется разрешение по времени от 1 до 5 тыс. лет, отфильтровывающее периодические вариации [1, 6, 30, 31, 33, 34, 37, 39]. Однако в целом ошибочные представления о незначительном влиянии периодических (малых) вариаций ИО на изменение климата проецируются и на современные его изменения (в масштабе десятилетий и столетий). Как отмечалось выше, годовое облучение в период от 3000 лет назад до 2999 года в полярных зонах сократилось на $4,82 \text{ Вт м}^{-2}$ (см. рис. 5). Следовательно, в среднем за год вековое изменение ИО в указанной зоне составило $0,0008 \text{ Вт м}^{-2}$. В то же время, как следует из рис. 8, периодическое изменение ИО в нутационном цикле в фазу 2000–2011 гг. в северной полярной зоне достигает приблизительно $0,02 \text{ Вт м}^{-2}$. В среднем за год изменение ИО в данном случае составляет $0,0018 \text{ Вт м}^{-2}$. В первое астрономическое полугодие в северной полярной зоне вековое сокращение ИО равняется $13,09 \text{ Вт м}^{-2}$ (см. рис. 6). В среднем за год летняя инсоляция в полярной зоне Северного полушария за 5999 лет сокращается на $0,0022 \text{ Вт м}^{-2}$. Таким образом, в масштабах реального времени периодические и вековые вариации инсоляции по величине вполне соизмеримы. Это также подтверждает необходимость учёта в радиационном блоке происходящих одновременно как вековых, так и периодических вариаций в облучении Земли.

3.3. Межгодовая изменчивость солнечной радиации

Известно, что сезонные изменения климатических характеристик тесно связаны с годовым ходом приходящей солнечной радиации (определяемым углом наклона оси вращения). Многолетние изменения приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) и температуры поверхности океана (ТПО), как будет показано в разделе 3.4.1, тесно связаны с инсоляционной контрастностью (определяемой изменением угла наклона оси вращения). Межгодовая изменчивость климатических характеристик опреде-

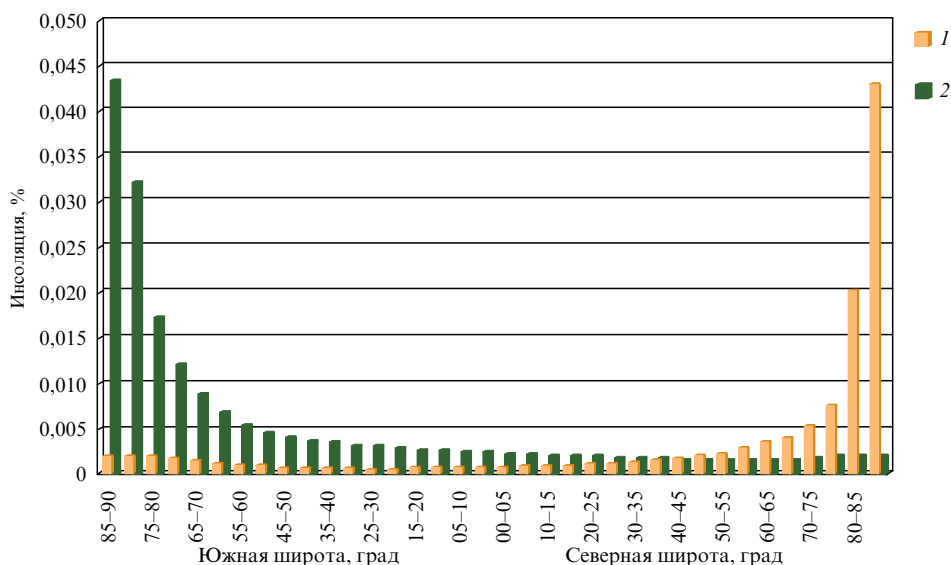


Рис. 9. Распределение модуля средних межгодовых изменений интенсивности облучения Земли в первое (1) и второе (2) астрономическое полугодие по широтам.

ляется собственными колебаниями природной системы и её компонентов. Такие колебания являются в основном стохастическими, в связи с чем представляют особую сложность при их моделировании и прогнозе. Однако при этом отмечаются пространственные и временные особенности, указывающие на присутствие регулярностей в межгодовой изменчивости характеристик состояния природной среды. Так, например, для Северного Ледовитого океана найдена тесная связь годового хода среднего модуля межгодовой изменчивости площади морских льдов с годовым ходом облучения Северного полушария, смещённого на 2 месяца в прошлое [84].

Для исследования межгодовой изменчивости климата успешно применяются методики, основанные на марковских свойствах естественной изменчивости. Такая методика, в частности, была успешно опробована при исследовании естественной изменчивости характеристик климата северной полярной области и Северного полушария [85]. В межгодовой изменчивости инсоляции также отмечаются регулярные особенности. В ней, например, проявляются периодические колебания, отмеченные в разделе 3.2 для интенсивности облучения. Выделяются циклы продолжительностью 8 и 11 лет (в сумме составляющие 19-летний нутационный цикл, или цикл Метона), которые, в свою очередь, образованы двух- и трёхлетними циклами ($2 + 3 + 3$ — 8-летний цикл и $2 + 3 + 3 + 3$ — 11-летний цикл). Напомним, что цикл Метона связан с приближённым равенством 19 тропических лет 235 синодическим месяцам (т.е. каждые 19 лет лунный цикл завершается в тот же день солнечного года). Этот цикл отражает фазовое неравенство в возмущающем действии Луны на орбитальное движение Земли и характер её облучения. Нутационный цикл отражает тропическое неравенство приливов или возмущающее действие Луны на ось вращения Земли [65, 69].

В климатических моделях (например, ИВМ РАН, ГГО, ИФА) в настоящее время не учитывается межгодовая изменчивость солнечной радиации. В летние сезоны в полярных областях (для которых отмечаются наибольшие расхождения в модельных расчётах как между от-

дельными моделями, так и для модельных и реальных значений климатических характеристик [86]) средняя межгодовая изменчивость интенсивности облучения (на исследуемом интервале времени) по модулю составляет $0,011 \text{ Вт м}^{-2}$, или $0,043 \%$ в Северном полушарии и $0,010 \text{ Вт м}^{-2}$, или $0,042 \%$ (от средней ИО широтной зоны) в Южном полушарии (рис. 9). Если учесть, что амплитуда рекомендуемых к учёту в радиационном блоке вариаций TSI в 11-летнем цикле (около 1 Вт м^{-2}) составляет $0,07 \%$ (от 1361 Вт м^{-2}), то величина межгодовой изменчивости TSI в цикле будет приблизительно равна $0,024$ – $0,037 \%$. Следовательно, соизмеримая с межгодовой изменчивостью TSI межгодовая изменчивость инсоляции (ИО) также может быть рекомендована к учёту в радиационном блоке физико-математических моделей климата [13, 64, 65].

Таким образом, в радиационном блоке моделей ИВМ РАН и ГГО в настоящее время не учитываются вековые и периодические вариации ИО, несмотря на возможность их учёта на основе имеющихся данных инсоляции и/или использования существующих расчётных подпрограмм для вековых колебаний [53, 54]. В радиационном блоке моделей также не учитываются межгодовые изменения инсоляции. Упрощённое содержание радиационного блока физико-математических моделей и неиспользование имеющихся возможностей по его дополнению может приводить к снижению адекватности и реалистичности модельных построений. Следовательно, вековые и периодические колебания, а также межгодовую изменчивость приходящей к Земле солнечной радиации необходимо учитывать в параметризации радиационного блока климатических моделей.

3.4. Механизмы переноса радиационного тепла

Основные механизмы переноса радиационного тепла в системе океан–атмосфера — это меридиональный перенос тепла ("тепловая машина первого рода"), теплообмен в системе океан–материк ("тепловая машина второго рода"), межполушарный теплообмен [10, 11]. В моделях (ИВМ РАН, ГГО и др.) в настоящее время учи-

тываются только среднегодовые значения меридионального переноса энергии (тепла) в атмосфере и океане и не учитываются многолетние (вековые и периодические) изменения интенсивности переноса радиационного тепла.

3.4.1. Меридиональный перенос радиационного тепла. Из-за неравномерности в распределении солнечной радиации по земной поверхности возникает связанный с формой Земли меридиональный градиент инсоляции (МГИ) [87–90]. МГИ, как отмечалось выше, увеличивается при уменьшении наклона оси вращения (это отмечается в настоящее время) и уменьшается при увеличении угла наклона. На основе выполненных расчётов получен широтный профиль изменения годового МГИ за 5999 лет на ВГА (рис. 10). Максимумы увеличения МГИ локализованы вблизи полярных кругов (60° – 70° широты — годовые зоны геофизической неустойчивости). Под зонами неустойчивости нами понимаются широтные

зоны, в которых отмечаются максимальные изменения МГИ при перемене его знака. Отмеченные зоны неустойчивости совпадают с районами максимального развития внетропических циклонов (циклогенеза) в полушариях. Кроме того, увеличение годовых значений МГИ также приходится на области локализации циркуляционных ячеек Хэдли и Ферреля в атмосфере, уменьшение отмечается в областях локализации полярных ячеек [13].

На рисунке 11 представлены многолетние изменения МГИ для зимнего и летнего (в Северном полушарии) полугодия. Значения сезонного МГИ максимально увеличиваются в зимнее (для Северного полушария или во второе астрономическое) полугодие в широтной зоне 15° – 20° ю.ш. (11,8 %) и максимально сокращаются в зоне 10° – 15° ю.ш. (–17,8 %). В летнее (для Северного полушария или первое астрономическое) полугодие максимальное увеличение (11,8 %) отмечается в широтной зоне 10° – 15° с.ш., максимальное сокращение (–17,8 %) — в широтной зоне 5° – 10° с.ш.

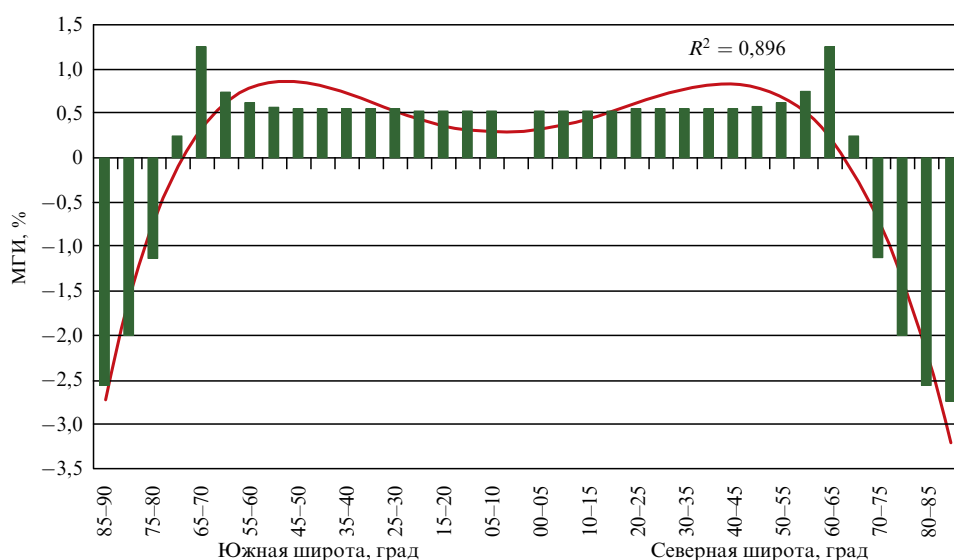


Рис. 10. Изменение годового МГИ в широтных зонах за 5999 лет (аппроксимация — полином четвёртой степени) в процентах от 3000 г. до н.э.

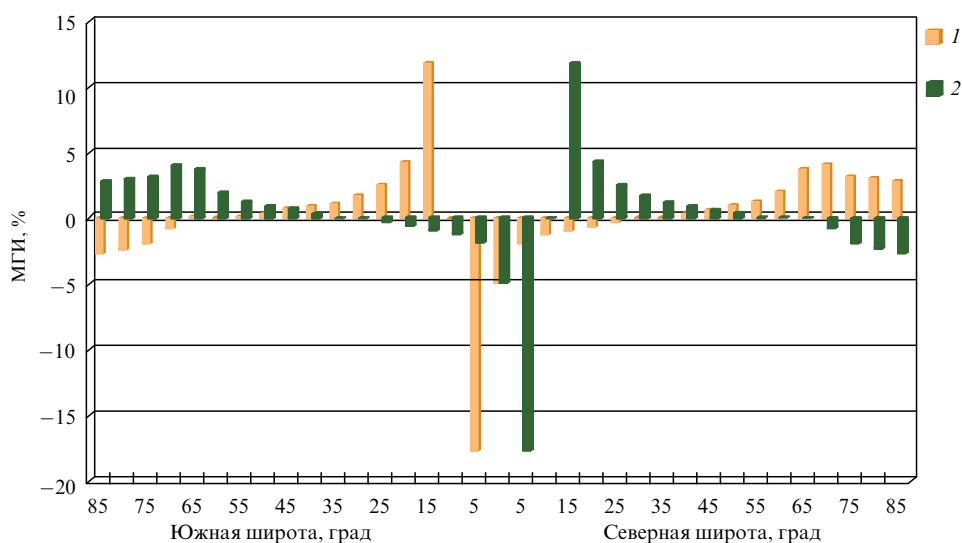


Рис. 11. Изменение сезонного МГИ в широтных зонах за 5999 лет в процентах от 3000 г. до н.э. (1 — зимнее, 2 — летнее полугодие для Северного полушария).

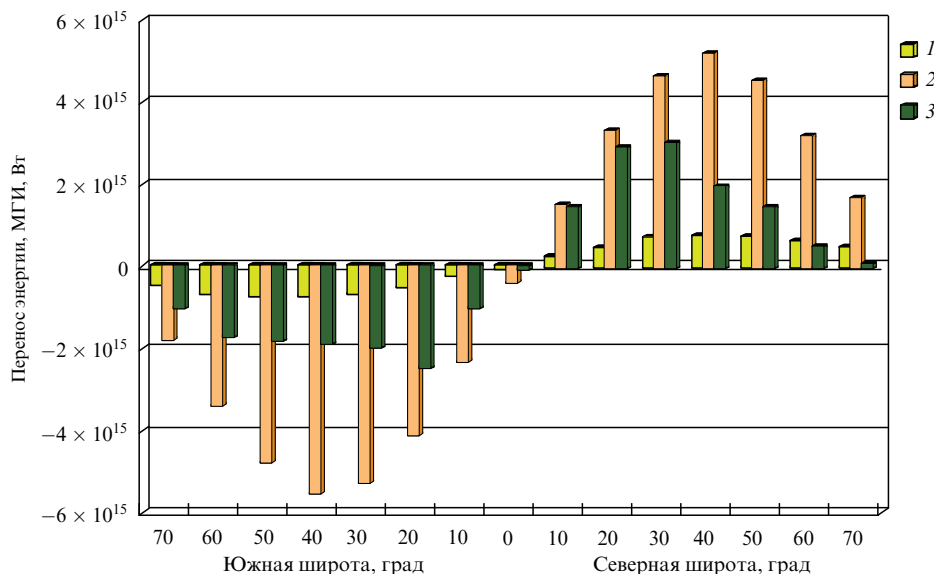


Рис. 12. Среднее многолетнее значение годового МГИ — 1 и средний годовой перенос энергии в системе океан – атмосфера в широтных зонах: 2 — по [92], 3 — по [93].

Как следует из рис. 11, в летних полугодиях в обоих полушариях выделяются сезонные (летние) зоны неустойчивости, расположенные в широтном диапазоне $5^\circ - 20^\circ$ широты. Здесь в соседних пятиградусных широтных зонах отмечаются максимальные расхождения в тенденциях изменения летнего МГИ. Летние зоны неустойчивости в переносе радиационного тепла совпадают с областями генерации тропических циклонов, локализованных в широтных диапазонах $5^\circ - 20^\circ$ каждого полушария [91]. С вихревым переносом энергии связана работа "тепловой машины первого рода" — механизма меридионального переноса тепла (МПТ) из низких широт в высокие [87–90]. В полярных областях (полярные циркуляционные ячейки) в зимние полугодия в полушариях отмечается увеличение сезонного МГИ, а в летние полугодия — его сокращение.

Распределение средних для широтных зон (за период от 3000 г. до н.э. до 2999 г.) значений годового МГИ сравнивалось с широтным распределением используемого в моделях среднего годового переноса энергии в системе океан – атмосфера [92, 93]. При этом численные значения переноса энергии в системе океан – атмосфера в работах [92, 93] в среднем в 6–7 раз превосходят значения МГИ, что связано с участием в переносе энергии в системе океан – атмосфера водных и воздушных масс (рис. 12). В других работах значения переноса энергии приблизительно в 3–5 раз превышают значения годового МГИ [94, 95]. Значение коэффициента корреляции между широтным распределением МГИ и широтным распределением переноса энергии в системе океан – атмосфера изменяется от 0,981 [92] до 0,895 [93].

Поскольку перенос энергии в системе океан – атмосфера определяется МГИ (обратное невозможно), то полученные для него особенности могут проявляться в системе океан – атмосфера (возрастание или ослабление интенсивности циркуляции в ячейках общей циркуляции атмосферы и в океане, интенсивности меридионального вихревого переноса энергии и, как следствие, климатической изменчивости). Изменение интенсивности меридионального переноса (в океане и атмосфере) влияет на тер-

мический режим, сглаживая меридиональные температурные различия в полушариях. При этом следует иметь в виду, что площадь областей стока тепла приблизительно в 2,7 раза меньше площади, из которой радиационное тепло поступает (источника тепла). Поэтому изменение температуры при изменении интенсивности переноса радиационного тепла проявляется наиболее заметно в высоких широтах [89, 96–98].

В качестве характеристики меридионального переноса радиационного тепла нами принималась годовая инсоляционная контрастность. Инсоляционная контрастность (ИК) обобщенно по областям источника и стока тепла отражает МГИ. Многолетние изменения годового ИК линейно связаны с многолетними изменениями угла наклона оси вращения (связь отрицательная). Для полушарий годовая ИК рассчитывалась по полученным значениям инсоляции как разность солнечной радиации, приходящей в широтную область $0^\circ - 45^\circ$ (источник тепла) и $45^\circ - 90^\circ$ (сток тепла) за год. Изменения ТПО и ПТВ Земли и полушарий (данные Университета Восточной Англии и Метеорологического бюро Хэдли за период с 1900 по 2016 г.) в основном учитываются трендами [13, 14]. Значения коэффициента детерминации составляют от 0,693 до 0,862 (тренды — полиномы второй степени). Коэффициент детерминации показывает долю изменений ПТВ и ТПО, определяемую трендом. Следовательно, чтобы объяснить тенденции многолетних изменений глобальной температуры, следует выявить фактор, определяющий тренды в исходных рядах ПТВ и ТПО. Анализ показывает, что многолетние изменения ТПО и ПТВ Земли и полушарий характеризуются тесными положительными корреляционными связями с многолетними изменениями ИК и отрицательными с многолетними изменениями угла наклона оси. Напомним, что смена климатических сезонов (или температуры) в течение года связана с тем, что ось вращения Земли имеет наклон. Поэтому связь тенденции изменения глобальной температуры с изменением этого угла наклона оси вращения Земли представляется закономерной и естественной. Выполненные по уравнениям регрессии (по ан-

Таблица. Многолетние изменения ПТВ и ТПО, объясняемые регрессионной моделью [14, 97, 98]

Факторы	Земля/Мировой океан	Северное полушарие	Южное полушарие
Приповерхностная температура воздуха (ПТВ)			
ИК	80,7 %	73,4 %	83,1 %
ИК и АМО	88,3 %	86,4 %	84,0 %
Температура поверхности океана (ТПО)			
ИК	79,7 %	69,3 %	84,1 %
ИК и АМО	88,5 %	86,6 %	85,9 %

Примечание: АМО (Atlantic multidecadal oscillation) — мультидекадная климатическая осцилляция с периодом около 60 лет.

самблю линейных и полиномиальных решений) расчёты показали, что многолетние изменения ПТВ и ТПО более чем на 2/3 определяются многолетними изменениями годовой инсоляционной контрастности (таблица).

Как отмечалось, многолетние изменения ИК линейно связаны с изменением угла наклона оси, который уменьшился в период с 1900 по 2016 год на $0,015^\circ$. ИК увеличилась за это время на $0,7 \text{ Вт м}^{-2}$. ПТВ и ТПО повысилась приблизительно на 1°C и $0,9^\circ\text{C}$ соответственно.

Физический механизм найденной тесной связи многолетних изменений глобальной температуры (ПТВ и ТПО) с инсоляционной контрастностью в обобщённом виде может быть выражен следующим образом. Связанное с уменьшением угла наклона увеличение ИК, регулирующей меридиональный перенос радиационного тепла или интенсивность работы "тепловой машины первого рода", приводит к увеличению переноса тепла циркуляционными процессами и вихревыми образованиями в атмосфере из низких широт в высокие. Как отмечалось, площадь областей годового стока тепла в полушариях приблизительно в 2,7 раза меньше площади годовых областей источников тепла. Следовательно, переносимая из низких в высокие широты энергия распределяется по меньшей площади и её удельные характеристики возрастают. В результате меридионального переноса тепла ТПО и ПТВ в областях его стока увеличиваются (явное тепло). Это приводит к увеличению испарения, повышению содержания водяного пара в атмосфере и усилению парникового эффекта. В результате происходит дополнительный приток тепла и рост температуры и т.д. Такой процесс, многократно повторяясь, формирует механизм усиления потепления климата. Кроме того, в результате конденсации из-за адвекции тёплых воздушных масс из низких в высокие широты выделяется скрытое тепло, вносящее дополнительный вклад в схему радиационного теплообмена в атмосфере. Также следует учитывать положительные обратные связи — уменьшение альбедо из-за сокращения площади морских льдов, горных ледников, а также продолжительности залегания снежного покрова. В результате поверхность (материков и океанов) нагревается сильнее и от неё нагревается атмосфера. Следует отметить, что из-за различий в полушариях (Северное полушарие более континентальное и менее однородное, чем Южное) изменение климата в них несколько отличается. Так, во-первых, вихревых образований (тропических и внетропических циклонов) в Северном полушарии больше, чем в Южном полушарии, в котором подстилающая поверхность более однородна. Ежегодно в Северном полуша-

рии насчитывается от 60 до 70 тропических циклонов, а в Южном полушарии — всего 5–10. Во-вторых, в Южном полушарии меридиональный перенос тепла заметно блокируется зональной циркуляцией — "ревущие сороковые" в атмосфере и циркумантарктическим течением в океане. Поэтому процессы потепления более заметно проявляются в Северном полушарии [13, 14, 97, 98]. Описанным физическим механизмом, таким образом, могут объясняться наблюдаемые особенности в изменении современного глобального климата: потепление и усиление его неустойчивости (увеличение частоты появления экстремальных событий [99]), связанное с активизацией вихревых процессов (тропических и внетропических циклонов).

Отмечаемое в настоящее время повышение температуры поверхности океана [100, 101] предполагает снижение растворимости CO_2 . При похолодании климата растворимость CO_2 в охлаждающейся морской воде возрастает, что (при условии стабильности источников CO_2) должно привести к понижению его парциального давления (содержания) в атмосфере. Одновременные измерения содержания углекислого газа в атмосфере и морской воде показывают, что содержание CO_2 в воде в основном близко к некоторому равновесному значению, отвечающему содержанию CO_2 в воздухе, но изменяется при понижении или повышении температуры воды соответственно в сторону повышения или понижения [12, 102]. Учитывая, что около 71 % площади Земли занято Мировым океаном, такое сокращение растворимости CO_2 при повышении температуры поверхности океана и увеличении солёности может существенно влиять на увеличение содержания CO_2 в атмосфере. Вывод о том, что основным фактором, определяющим колебания содержания CO_2 в атмосфере, следует считать изменение обмена углекислым газом океана и атмосферы при изменении температуры океанических вод, на основе проведённых исследований был получен ещё в XX веке И.В. Алтуниным и Е.П. Борисенковым [103] и подтверждён Б.М. Смирновым [12] в XXI столетии. Дioxid углерода, вероятно, является не причиной [104, 105], а следствием [13, 14, 28, 97, 106, 107] изменений климата. Изменение ТПО и ПТВ в настоящее время в основном определяется инсоляционной контрастностью (ИК) и Атлантической мультидекадной осцилляцией (Atlantic multidecadal oscillation — АМО) [108–110] (см. таблицу).

Меридиональный перенос энергии в первых моделях общей циркуляции атмосферы рассчитывался с учётом среднего широтного распределения радиационного баланса [111]. Используемые в современных моделях об-

щей циркуляции атмосферы (МОЦА) и океана (МОЦО) уравнения гидротермодинамики также учитывают среднее значение годового меридионального переноса энергии (тепла) в системе океан–атмосфера (см. рис. 12) и не учитывают отмеченных в работе многолетних изменений годового и сезонного МГИ. В то же время с изменениями ИК, обобщённо по областям источника и стока тепла отражающей изменения МГИ, как показывают простые регрессионные модели, тесно связаны тенденции изменения ПТВ и ТПО (см. таблицу).

3.4.2. Межполушарный перенос радиационного тепла. Рассмотрим ещё один механизм переноса радиационного тепла на ВГА — межполушарный теплообмен. Межполушарный теплообмен в атмосфере регулируется инсоляционной сезонностью Земли (ИСЗ), которая (как и цикл климатической прецессии) определяется соотношением циклов прецессии и долготы перигелия. ИСЗ характеризуется разностью между инсоляционной сезонностью в Северном (Южном) и инсоляционной сезонностью в Южном (Северном) полушарии. Оценки перемещаемой массы воздуха в атмосфере получены Н.С. Сидоренковым (для 1970–1974 гг.). В среднем за отмеченные пять лет из летнего полушария в зимнее полушарие переносится около 4×10^{18} г воздуха [11]. Межполушарный обмен составляет, таким образом, около 0,08 % от массы атмосферы. Однако перенос радиационного тепла (воздушными и водными массами) из летнего полушария в зимнее полушарие со временем изменяется в связи с различием летней и зимней инсоляции в полушариях. Одно зимнее полушарие в результате межполушарного переноса радиационного тепла может получать больше или меньше тепла, чем другое зимнее полушарие. Так, с максимумом межполушарного переноса радиационного тепла на ВГА (переноса в Северное зимнее полушарие из летнего Южного полушария) связан малый (средневековый) климатический оптимум голоцена (рис. 13) [49].

Межполушарный перенос радиационного тепла на верхней границе атмосферы рассчитывался следующим образом. Рассчитывались 1) разность летней инсоляции (интенсивности облучения, $[Вт м^{-2}]$) в Южном полушарии и зимней инсоляции (ИО, $[Вт м^{-2}]$) в Северном полушарии, 2) разность летней инсоляции в Северном полушарии и зимней инсоляции в Южном полушарии. Вычитанием одной разности из другой получалась функция, отражающая суммарный годовой перенос радиационного тепла из одного полушария в другое $[Вт м^{-2}]$. При этом в случае вычитания разности 2 из разности 1 положительные значения соответствуют преобладанию годового переноса из Южного летнего полушария в зимнее Северное, а отрицательные — наоборот, преобладанию переноса из летнего Северного полушария в зимнее Южное.

При сравнении разностей оказалось, что межполушарный перенос радиационного тепла (на ВГА) из Южного летнего полушария в зимнее Северное полушарие превосходит перенос тепла из летнего Северного полушария в Южное зимнее полушарие (на расчётном интервале). При этом максимум в различиях межполушарного переноса радиационного тепла приходится приблизительно на 850–1000 гг. (см. рис. 13) [49]. Значения различий межполушарного переноса радиационного тепла в полушариях в 3000 г. до н.э. составляют $2,59 Вт м^{-2}$. В

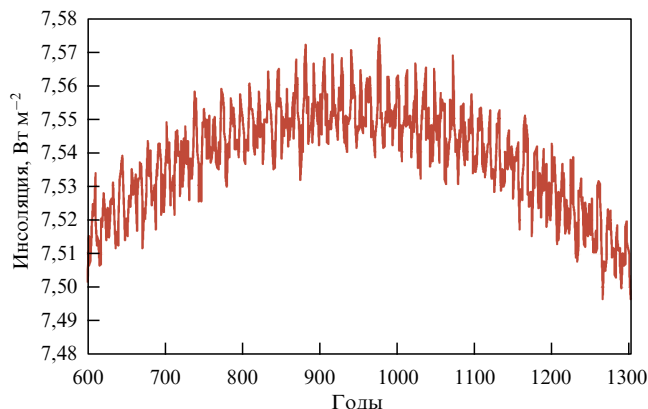


Рис. 13. Максимум межполушарного переноса радиационного тепла (в Северное полушарие).

максимумах (881 г., 940 г., 976 г.) они составляют около $7,57 Вт м^{-2}$. То есть увеличение от 3000 г. до н.э. до максимума, который приходится на период от 850 до 1000 гг., составляет около $5 Вт м^{-2}$. Механизм межполушарного теплообмена в атмосфере реализуется через частично смещённую в летнее полушарие циркуляционную ячейку Хэдли зимнего полушария. Нами представлен перенос с $1 м^2$ поверхности полушария. Чтобы оценить общую для полушария интенсивность переноса, следует умножить полученные значения на площадь полушария ($2,550328025 \times 10^{14} м^2$). Для максимума в 976 г. эта величина составит $1,9232 \times 10^{15} Вт$, что сопоставимо с величиной годового МГИ и переноса энергии в системе океан–атмосфера (см. рис. 12). Учитывая, что меридиональный годовой перенос энергии в системе океан–атмосфера в 3–7 раз больше годового МГИ (раздел 3.4.1) и предполагая, что в межполушарном переносе такое соотношение сохраняется, можно приблизительно оценить межполушарный перенос энергии в системе океан–атмосфера. В данном случае для максимума ИСЗ для 976 г. межполушарный перенос энергии в системе океан–атмосфера может составить от $5,76961 \times 10^{15} Вт$ до $1,34624 \times 10^{16} Вт$.

Следует отметить, что вариации, связанные с солнечной активностью (TSI), в межполушарном теплообмене не проявляются. Это определяется тем, что в течение астрономического полугодия (вообще любого интервала тропического года) вариации, связанные с активностью Солнца, в полушариях одинаковы. Приведённые новые данные по направлению и интенсивности переноса радиационного тепла также могут учитываться в радиационном блоке климатических моделей.

3.4.3. Перенос радиационного тепла в системе океан–материк. Теплообмен в системе океан–материк — "тепловая машина второго рода", определяется инсоляционной сезонностью полушария (ИСП), которая также регулируется соотношением прецессионного цикла (предварение равноденствий) с циклом долготы перигелия (с периодом около 22 тыс. лет). Инсоляционная сезонность полушария рассчитывается как разность летней и зимней инсоляции в полушарии (принимается, что Земля имеет форму эллипсоида (раздел 2.2.3)) [7]. Многолетние изменения интенсивности теплообмена в системе океан–материк связаны с сезонной сменой областей источника и

стока тепла. При сглаживании сезонных различий в инсоляции интенсивность теплообмена в системе океан – материк снижается и сезонные температурные различия возрастают. И наоборот, при увеличении инсоляционной сезонности интенсивность теплообмена в системе океан – материк увеличивается и сезонные температурные различия сглаживаются. За период от 3000 г. до н.э. до 2999 г. инсоляционная сезонность в Северном полушарии увеличивается на $12,1 \text{ Вт м}^{-2}$, или на 7,1 % (температурные сезонные различия сглаживаются). В Южном полушарии в тот же период инсоляционная сезонность уменьшается на $2,3 \text{ Вт м}^{-2}$, или на 1,3 % — температурные сезонные различия возрастают [14]. Это объясняется тем, что в рассматриваемый интервал времени Земля проходит через перигелий, когда в Северном полушарии отмечается зима, и афелий, когда в Северном полушарии лето. Таким образом, сезонные различия интенсивности облучения (ИО) в Северном полушарии в современную эпоху сглаживаются. В Южном полушарии лето приходится на перигелий земной орбиты, зима — на афелий и сезонные различия ИО в этом полушарии возрастают.

Отмеченные механизмы переноса радиационного тепла усиливают или ослабляют широтную температурную контрастность (меридиональный перенос) и сезонные температурные различия (межполушарный перенос, перенос в системе материк – океан) в атмосфере. Колебания в поступлении солнечной радиации и в переносе радиационного тепла определяются вековыми и периодическими изменениями характеристик орбитального движения Земли и угла наклона оси вращения Земли, т.е. особенностями её орбитального и вращательного движений.

Многолетние изменения интенсивности переноса радиационного тепла (теплообмена) следует учитывать в радиационном блоке физико-математических моделей для более полного и реалистичного отражения состояния природной системы и происходящих в ней процессов как в настоящем, так в прошлом и в будущем. Результаты расчётов многолетних изменений солнечной радиации доступны в работах [35, 41, 43–45]. Однако в настоящее время при моделировании если и учитываются, то только средние значения переноса (например, меридионального переноса тепла в уравнении переноса энергии). Это снижает качество воспроизведения климата и достоверность прогноза его изменений.

4. Заключение

Радиационный блок является обязательным элементом физико-математических моделей климата. Как правило, в нём учитываются значения суточного и годового хода облучения, а также инструментальные и реконструированные данные солнечной активности. В отдельных моделях учитываются вековые изменения проходящей радиации. При такой параметризации исходных радиационных данных моделями не учитываются многолетние (периодические) и межгодовые изменения облучения Земли, а также многолетние изменения интенсивности переноса радиационного тепла. Реалистичность и надёжность результатов моделирования состояния нелинейной колебательной природной системы зависит от полноты и точности исходных радиационных данных, поскольку солнечная радиация является основным источником энергии происходящих в ней процессов (гидроме-

теорологических, геохимических и др.). При моделировании нелинейных процессов в природной системе достоверность воспроизведения и глубина прогноза снижаются из-за нарастания ошибок и неопределённостей, связанных с недостаточной полнотой и точностью исходных радиационных данных.

В настоящее время периодические и межгодовые изменения облучения, а также многолетние изменения интенсивности переноса радиационного тепла не учитываются в радиационном блоке климатических моделей. Эти модели базируются на идеологии Н.А. Филлипса, С. Манабе и Дж. Смагоринского, заложенной в моделировании климата (с приоритетной задачей по разработке модели общей циркуляции атмосферы на основе уравнений гидродинамики) более полувека назад, когда расчёты облучения Земли с высоким пространственным и временным разрешением ещё не выполнялись.

Решение проблем, связанных с ограничениями в параметризации радиационного блока, возможно на основе учёта полученных расчётными методами радиационных данных (солярного климата Земли), отражающих вековые и периодические вариации проходящей радиации и интенсивности переноса радиационного тепла на ВГА. Учёт в более полном объёме и уточнение начальных условий основного внешнего энергетического сигнала может способствовать повышению достоверности и надёжности физико-математических моделей климата и прогнозов его изменений.

Работа выполнена в соответствии с госбюджетными темами "Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений" (№ 121051100135-0) и "Эволюция, современное состояние и прогноз развития береговой зоны Российской Арктики" (№ 121051100167-1).

Список литературы

1. Монин А С *Введение в теорию климата* (Л.: Гидрометеоздат, 1982); Пер. на англ. яз.: Monin A S *An Introduction to the Theory of Climate* (Dordrecht: D. Reidel Publ. Co., 1986)
2. Кондратьев К Я *Глобальный климат и его изменения* (Л.: Наука, 1987)
3. Монин А С, Шишков Ю А *УФН* **170** 419 (2000); Monin A S, Shishkov Yu A *Phys. Usp.* **43** 381 (2000)
4. Будыко М И *Изв. АН СССР. Сер. географическая* (5) 36 (1968)
5. Кондратьев К Я *Радиационные факторы современных изменений глобального климата* (Л.: Гидрометеоздат, 1980); Пер. на англ. яз.: Kondrat'ev K Ya *Changes in Global Climate: a Study of the Effect of Radiation and Other Factors During the Present Century* (Rotterdam: A.A. Balkema, 1985)
6. Milankovitch M *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen* (Handbuch der Klimatologie, Bd. 1. Allgemeine Klimalehre, Hrsg. W Koppen, R Geiger R) (Berlin: Borntraeger, 1930); Пер. на русск. яз.: Миланкович М *Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата* (М.–Л.: ГОНТИ, 1939); Milankovitch M *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen* (Nendeln, Liechtenstein: Kraus Reprint, 1972)
7. Монин А С, Шишков Ю А *История климата* (Л.: Гидрометеоздат, 1979)
8. Дроздов О А и др. *Климатология* (Л.: Гидрометеоздат, 1989)
9. Хромов С П, Петросянец М А *Метеорология и климатология* (М.: Изд-во МГУ, 2006)
10. Шулейкин В В *Физика моря* (М.: Изд-во АН СССР, 1953)
11. Сидоренков Н С *Атмосферные процессы и вращение Земли* (СПб.: Гидрометеоздат, 2002)

12. Смирнов Б М *Физика глобальной атмосферы. Парниковый эффект, атмосферное электричество, эволюция климата* (Долгопрудный: Интеллект, 2017)
13. Федоров В М *Инсоляция Земли и современные изменения климата* (М.: Физматлит, 2018)
14. Федоров В М *Гидрометеорология и экология* (64) 435 (2021)
15. Дымников В П, Лыкосов В Н, Володин Е М *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* **42** 618 (2006); Dymnikov V P, Lykosov V N, Volodin E M *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **42** 568 (2006)
16. Дымников В П, Лыкосов В Н, Володин Е И *Вестн. РАН* **82** 227 (2012); Dymnikov V P, Lykosov V N, Volodin E M *Herald Russ. Acad. Sci.* **82** 111 (2012)
17. Лыкосов В Н и др. *Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы* (М.: Изд-во Московского ун-та, 2012)
18. Дымников В П, Лыкосов В Н, Володин Е М *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* **51** 260 (2015); Dymnikov V P, Lykosov V N, Volodin E M *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **51** 227 (2015)
19. Lean J, Beer J, Bradley R *Geophys. Res. Lett.* **22** 3195 (1995)
20. Lean J et al. *Solar Phys.* **230** 27 (2005)
21. CMIP5 recommendations. Recommendations for CMIP5 solar forcing data. SOLARISHEPPA, <http://solarisheppa.geomar.de/cmip5>
22. CMIP6 recommendations. Recommendations for CMIP6 solar forcing data. SOLARISHEPPA, <https://solarisheppa.geomar.de/cmip6>
23. Steinhilber F et al. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **109** 5967 (2012)
24. Эйгенсон М С *Солнце, погода и климат* (Л.: Гидрометеиздат, 1963)
25. Дергачев В А, Распопов О М *Солнечно-земная физика* (12-2) 272 (2008)
26. Жеребцов Г А и др. *Космические исследования* **46** 368 (2008); Zharebtsov G A et al. *Cosmic Res.* **46** 358 (2008)
27. Елисеев А В, Мохов И И *Фундаментальная и прикладная климатология* **1** 119 (2015)
28. Connolly R et al. *Res. Astron. Astrophys.* **21** (6) 131 (2021)
29. Milankovitch M *Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire* (Paris: Gauthier-Villars et Cie, 1920)
30. Brouwer D, Van Woerkom A J, in *Astronomical Papers Prepared for the Use of the American Ephemeris and Nautical Almanac* Vol. 13, Pt. 2 (Washington, DC: U.S. Govt. Print. Off., 1950) p. 81
31. Шараф Ш Г, Будникова Н А *Труды Ин-та теоретической астрономии АН СССР* (14) 48 (1969)
32. Мельников В П, Смудский И И *Астрономическая теория ледниковых периодов: Новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы* (Новосибирск: ГЕО, 2009)
33. Berger A, Loutre M F *Quat. Sci. Rev.* **10** 297 (1991)
34. Laskar J, Joutel F, Boudin F *Astron. Astrophys.* **270** 522 (1993)
35. Федоров В М, Костин А А *Процессы в геосредах* (2) 254 (2019)
36. Fedorov V M, Kostin A A, in *Processes in GeoMedia* Vol. 1 (Springer Geology, Ed. T O Chaplina) (Cham: Springer, 2020) p. 181, https://doi.org/10.1007/978-3-030-38177-6_20
37. Vernekar A D, in *Long-Period Global Variations of Incoming Solar Radiation* (Meteorological Monographs, Vol. 12, No. 34) (Boston, MA: American Meteorological Society, 1972)
38. Berger A L *J. Atmos. Sci.* **35** 2362 (1978)
39. Bretagnon P *Astron. Astrophys.* **114** 278 (1982)
40. Мохов И И, Елисеев А В, Гурьянов В В *Докл. РАН* **490** (1) 27 (2020); Mokhov I I, Eliseev A V, Guryanov V V *Dokl. Earth Sci.* **490** 23 (2020)
41. Borisenkov Ye P, Tsvetkov A V, Agaponov S V *Climatic Change* **5** 237 (1983)
42. Berger A, Loutre M-F, Yin Q *Quat. Sci. Rev.* **29** 1968 (2010)
43. Bertrand C, Loutre M F, Berger A *Geophys. Res. Lett.* **29** (18) 40 (2002)
44. Loutre M-F et al. *Climate Dyn.* **7** 181 (1992)
45. Cionco R G, Soon W W-H *Earth-Sci. Rev.* **166** 206 (2017)
46. Standish E M "JPL Planetary and Lunar Ephemerides", DE405/LE405. Interoffice memorandum: JPL IOM 312.F-98-048, 1998, August 26
47. Solar System Dynamics. Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. National Aeronautics and Space Administration, <https://ssd.jpl.nasa.gov>
48. Корр G, Lean J L *Geophys. Res. Lett.* **38** L01706 (2011)
49. Федоров В М и др. *Геофизические процессы и биосфера* **20** (3) 5 (2021); Fedorov V M et al. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **57** 1239 (2021)
50. Федоров В М *Докл. РАН* **451** (1) 95 (2013); Fedorov V M *Dokl. Earth Sci.* **451** 750 (2013)
51. Федоров В М, Костин А А, Фролов Д М *Геофизические процессы и биосфера* **19** (3) 119 (2020); Fedorov V M, Kostin A A, Frolov D M *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **56** 1301 (2020)
52. Солнечная радиация и климат Земли. Солярная теория климата. Solar Radiation and Climate of the Earth. Solar Climate Theory, <http://www.solar-climate.com/>
53. Галин В Я *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* **34** 380 (1998); Galin V Ya *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **34** 339 (1998)
54. Дианский Н А *Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия* (М.: Физматлит, 2013)
55. Марчук Г И и др. *Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана* (Л.: Гидрометеиздат, 1984)
56. Володин Е М и др. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* **53** (2) 164 (2017); Volodin E M et al. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **53** 142 (2017)
57. Володин Е М, Дианский Н А *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* **42** (3) 291 (2006); Volodin E M, Diansky N A *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **42** 267 (2006)
58. Simmons A J, Bengtsson L "Atmospheric general circulation models: their design and use for climate studies", in *The Global Climate* (Ed. J T Houghton) (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984); Пер. на русск яз.: Симмонс А Дж, Бенгтсон Л, в сб. *Глобальный климат* (Под ред. Дж Т Хотона) (Л.: Гидрометеиздат, 1987) с. 94
59. Шнерров Б Е и др. *Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова* (550) 3 (2001)
60. Фёдоров В М *УФН* **189** 33 (2019); Fedorov V M *Phys. Usp.* **62** 32 (2019)
61. Федоров В М, Фролов Д М *Космические исследования* **57** (3) 177 (2019); Fedorov V M, Frolov D M *Cosmic Res.* **57** (3) 156 (2019)
62. Фёдоров В М *Докл. РАН* **456** 2222 (2014); Fedorov V M *Dokl. Earth Sci.* **457** 869 (2014)
63. Borisenkov Ye P, Tsvetkov A V, Eddy J A *J. Atmos. Sci.* **42** 933 (1985)
64. Макарова Е А, Харитонов А В, Казачевская Т В *Поток солнечного излучения* (М.: Наука, 1991)
65. Фёдоров В М *Астрон. вестн.* **46** 184 (2012); Fedorov V M *Solar System Res.* **46** 170 (2012)
66. Гребеников Е А, Рябов Ю А *Резонансы и малые знаменатели в небесной механике* (М.: Наука, 1978)
67. Roy A E *Orbital Motion* (New York: Wiley, 1978); Пер. на русск. яз.: Рой А *Движение по орбитам* (М.: Мир, 1981)
68. Белецкий В В *Очерки о движении космических тел* (М.: Наука, 1972); Пер. на англ. яз.: Beletsky V V *Essays on the Motion of Celestial Bodies* (Basel: Birkhäuser Verlag, 2001)
69. Федоров В М *Гравитационные факторы и астрономическая хронология геосферных процессов* (М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000)
70. Иванов В В *УФН* **172** 777 (2002); Ivanov V V *Phys. Usp.* **45** 719 (2002)
71. Кулямин Д В, Дымников В П *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* **46** 467 (2010); Kulyamin D V, Dymnikov V P *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **46** 432 (2010)
72. Дубошин Г Н *Небесная механика. Аналитические и качественные методы* (М.: Наука, 1978) с. 456
73. Федоров В М *Астрон. вестн.* **50** 233 (2016); Fedorov V M *Solar System Res.* **50** 220 (2016)
74. Блехман И И *Синхронизация динамических систем* (М.: Наука, 1971)
75. Анищенко В С и др. *УФН* **169** 7 (1999); Anishchenko V S et al. *Phys. Usp.* **42** 7 (1999)
76. Анищенко В С, Ануфриева М В, Вадивасова Т Е *Письма в ЖТФ* **32** (20) 12 (2006); Anishchenko V S, Anufrieva M V, Vadivasova T E *Tech. Phys. Lett.* **32** 873 (2006)
77. Anishchenko V S et al. *Nonlinear Dynamics of Chaotic and Stochastic Systems: Tutorial and Modern Developments* (Berlin: Springer, 2002)

78. Дымников В П и др. *Сибирский журн. вычислительной математики* **6** 347 (2003)
79. Дымников В П и др. *Метеорология и гидрология* (4) 77 (2004); Дымников В Р et al. *Russ. Meteorol. Hydrol.* (4) 53 (2004)
80. Budyko M I *Tellus* **21** 611 (1969)
81. Sellers W D J. *Appl. Meteorol. Climatol.* **8** 392 (1969)
82. Untersteiner N "The cryosphere", in *The Global Climate* (Ed. J T Houghton) (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984); Пер. на русск. яз.: Уинтерштейнер Н, в сб. *Глобальный климат* (Под ред. Дж Т Хотона) (Л.: Гидрометеиздат, 1987) с. 259
83. Walsh J E, Charman W L *Ann. Glaciology* **33** 444 (2001)
84. Фёдоров В М, Гребенников П Б *Криосфера Земли* **25** (2) 38 (2021); Fedorov V M, Grebennikov P B *Earth's Cryosphere* **25** (2) 35 (2021)
85. Алексеев Г В, Священников П Н *Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария* (Л.: Гидрометеиздат, 1991)
86. Шерстюков Б Г *Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата* (Обнинск: ВНИИГМИ–МЦД, 2008)
87. Davis B A S, Brewer S *Climate Dyn.* **32** 143 (2009)
88. Soon W, Legates D R J. *Atmos. Solar-Terr. Phys.* **93** 45 (2013)
89. Федоров В М *Геофизические процессы и биосфера* **18** (3) 117 (2019); Fedorov V M *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* **55** 1572 (2019)
90. Cionco R G, Soon W W-H, Quaranta N E *Adv. Space Res.* **66** 720 (2020)
91. Хромов С П *Метеорология и климатология для географических факультетов* (Л.: Гидрометеиздат, 1968) с. 492
92. Lorenz E N *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere* (Geneva: World Meteorological Organization, 1967); Пер. на русск. яз.: Лоренц Э Н *Природа и теория общей циркуляции атмосферы* (Л.: Гидрометеиздат, 1970)
93. Palmén E, Newton C W *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation* (New York: Academic Press, 1969); Пер. на русск. яз.: Пальмен Э, Ньютон Ч *Циркуляционные системы атмосферы* (Л.: Гидрометеиздат, 1973)
94. Peixóto J P, Oort A H *Rev. Mod. Phys.* **56** 365 (1984)
95. Trenberth K E, Caron J M *J. Climate* **14** 3433 (2001)
96. Woods J D "The upper ocean and air-sea interaction in global climate", in *The Global Climate* (Ed. J T Houghton) (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984); Пер. на русск. яз.: Вудс Дж Д, в сб. *Глобальный климат* (Под ред. Дж Т Хотона) (Л.: Гидрометеиздат, 1987) с. 298
97. Федоров В М *Геориск* **14** (4) 16 (2020)
98. Fedorov V M *Geomagn. Aeronomy* **62** 932 (2022)
99. Рузмайкин А *УФН* **184** 297 (2014); Ruzmaikin A *Phys. Usp.* **57** 280 (2014)
100. Lee K et al. *Nature* **396** 155 (1998)
101. Huang B, Liu Z J. *Climate* **14** 3738 (2001)
102. Голубев В Н *Криосфера Земли* **14** (4) 17 (2010)
103. Алтунин И В, Борисенков Е П *ДАН СССР* **316** 574 (1991)
104. Бялко А В *УФН* **182** 111 (2012); Byalko A V *Phys. Usp.* **55** 103 (2012)
105. The Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, <https://www.ipcc.ch/>
106. Монин А С, Берестов А А *Вестн. РАН* **75** 126 (2005); Monin A S, Berestov A A *Herald Russ. Acad. Sci.* **75** 52 (2005)
107. Кондратьев К Я, Демирчян К С *Вестн. РАН* **71** 1002 (2001); Kondrat'ev K Ya, Demirchyan K S *Herald Russ. Acad. Sci.* **71** 623 (2001)
108. Schlesinger M E, Ramankutty N *Nature* **367** 723 (1994)
109. Sutton R T, Hodson D L R *Science* **309** 115 (2005)
110. Chylek P, Lesins G J. *Geophys. Res.* **113** D22106 (2008)
111. Manabe S, Smagorinsky J, Strickler R F *Mon. Weather Rev.* **93** 769 (1965); Пер. на русск. яз.: Манабе С, Смагоринский Дж, Стриклер Р Ф, в сб. *Теория климата* (Сб. переводных статей под ред. Л С Гандина, А С Дубова, М Е Швеца) (Л.: Гидрометеиздат, 1967) с. 185

Problems of parameterization of the radiation block in physical and mathematical climate models and the possibility of their solution

V.M. Fedorov

Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 119991 Moscow, Russian Federation

E-mail: fedorov.msu@mail.ru

The problems associated with the failure to take into account periodic long-term and interannual changes in incoming solar radiation by latitudes and seasons, as well as long-term changes in the intensity of radiative heat transfer in the parameterization of the radiation block of physical and mathematical climate models, are shown. Existing problems with the radiation block parameterization limit the possibilities of modeling climate and forecasting its changes. To solve the problems, a review of Earth's insolation data with different time resolutions available for parameterization is presented.

Keywords: insolation, incoming solar radiation, secular and periodic fluctuations, interannual changes, radiative heat transfer, mathematical modeling, radiation block

PACS numbers: 92.70.Gt, 92.70.Np, 92.70.Qr

Bibliography — 111 references

Received 19 September 2022, revised 18 March 2023

Uspekhi Fizicheskikh Nauk **193** (9) 971–988 (2023)

Physics – Uspekhi **66** (9) (2023)

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2023.03.039339>

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNe.2023.03.039339>