

**Чувствительность частоты молний к изменениям климата  
в модели Земной системы  
низкого пространственного разрешения**

*Р.П. Михайлов<sup>1)</sup>, В.В. Гурьянов<sup>1)</sup>, А.В. Елисеев<sup>1,2,3)\*</sup>*

<sup>1)</sup> Казанский (Приволжский) федеральный университет,  
Россия, 420097, Казань, ул. Товарищеская, 5

<sup>2)</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, с. 2

<sup>3)</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,  
Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3

\* Адрес для переписки: [eliseev@ifaran.ru](mailto:eliseev@ifaran.ru)

**Реферат.** Модель Земной системы промежуточной сложности Climber-2.3 расширена схемой вычисления частоты молний (ЧМ), адаптированной к низкому временному и пространственному разрешению модели. В контрольном численном эксперименте модель в целом реалистично (в сравнении со спутниковыми данными Lightning Imaging Sensor/Optical Transient Detector – LIS/OTD) воспроизводит пространственное и сезонное распределение частоты молний за исключением региона над Тихим океаном, где эта ЧМ завышается. Среднеглобальная среднегодовая ЧМ в Climber-2.3 изменяется в интервале от 46 до 48 с<sup>-1</sup> – также внутри интервала неопределённости данных LIS/OTD. Потепление климата при удвоении содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере приводит к увеличению ЧМ над большинством регионов во все сезоны, в особенности над субполярной сушей Северного полушария летом (с коэффициентом относительной чувствительности до 95% °C<sup>-1</sup>). В свою очередь, похолодание климата при уменьшении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере приводит к наибольшей чувствительности ЧМ над субтропиками Южного полушария (с соответствующим коэффициентом до 30% °C<sup>-1</sup>), тогда как в июне-августе – над субполярной сушей Северного полушария летом. На глобальном уровне чувствительность ЧМ к единичному изменению приземной температуры равно 7.8% °C<sup>-1</sup> при потеплении климата и 4.2% °C<sup>-1</sup> при его похолодании. Чувствительность частоты молний к изменению климата в целом согласуется с полученной по другим моделям.

**Ключевые слова.** Частота молний, модель Земной системы, Climber-2, модель низкого разрешения, изменения климата.

---

---

## Lightning flash frequency sensitivity to climate changes in the Earth system model of low spatial resolution

*R.P. Mikhailov<sup>1)</sup>, V.V. Guryanov<sup>1)</sup>, A.V. Eliseev<sup>1,2,3)</sup>\**

<sup>1)</sup> Kazan Federal University,  
5, Tovarishcheskaya, 420097, Kazan, Russian Federation

<sup>2)</sup> Lomonosov Moscow State University,  
1, bld. 2, Leninskie Gory, 119991, Moscow, Russian Federation

<sup>3)</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences,  
3, Pyzhevsky, 119017, Moscow, Russian Federation

\* Correspondence address: [eliseev@ifaran.ru](mailto:eliseev@ifaran.ru)

**Abstract.** The Earth system model of intermediate complexity Climber-2.3 is extended by a lightning flash frequency (LFF) calculation scheme adapted to the low temporal and spatial resolution of the model. In the control numerical experiment, the model generally reproduces the spatial and seasonal distribution of lightning frequency realistically (compared to the Lightning Imaging Sensor/Optical Transient Detector (LIS/OTD) satellite data) except for the region over the Pacific Ocean, where LFF is overestimated. The globally averaged annual mean PM in Climber-2.3 varies between 46 and 48 s<sup>-1</sup> – also inside the uncertainty interval of the LIS/OTD data. Climate warming under a doubling of atmospheric CO<sub>2</sub> leads to an increase in the LFF over most regions in all seasons, especially over the subpolar Northern Hemisphere landmass in summer (with relative sensitivity ratios up to 95% °C<sup>-1</sup>). In turn, climate cooling under decreasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration leads to the highest LFF sensitivity over the subtropics of the Southern Hemisphere (with the corresponding coefficient up to 30% °C<sup>-1</sup>), while in June-August it is exhibited over the subpolar landmass of the Northern Hemisphere in summer. At the global level, the sensitivity of the LFF to a single change in surface temperature is equal to 7.8% °C<sup>-1</sup> when the climate is warming and 4.2% °C<sup>-1</sup> when it is cooling. The sensitivity of lightning frequency to climate change is generally consistent with that obtained by other models.

**Keywords.** Lightning flash frequency, Earth system model, Climber-2, low resolution model, climate changes.

### Введение

Грозовое электричество возникает в результате конвективной активности в атмосфере, ведущей к образованию мощных кучево-дождевых облаков (Тверской, 1964; Williams, 2005; Раков, Уман, 2007; Мареев, 2010; Price, 2013). Как следствие, характеристики молниевой активности тесно связаны с характеристиками погодно-климатических процессов (Тверской, 1964; Williams, 2005). Кроме того, молнии являются одним из наиболее распростра-

---

ненных источников природных пожаров, прежде всего, в регионах с малой плотностью населения (Stocks et al., 2002; Ganteaume et al., 2013; Price, 2013; Елисеев, Васильева, 2020). Наконец, молнии являются одним из основных естественных источников оксидов азота в тропосфере (Price, 2013; Banerjee et al., 2014), которые, в свою очередь, играют важную роль в химических процессах атмосферы (Warneck, 2000; Суркова, 2002; Seinfeld, Pandis, 2012; Смышляев и др., 2010).

В связи с этим в последние десятилетия в климатические модели (точнее – в модели Земной системы) активно внедряются схемы расчёта характеристик молниевой активности, прежде всего – частоты молний (ЧМ) (Price, Rind, 1992; Tost et al., 2007; Mareev, Volodin, 2014; Krause et al., 2014; Clark et al., 2017; Елисеев и др., 2019).

Следует отметить, что все схемы вычисления ЧМ в глобальных и региональных моделях Земной системы основаны на полуэмпирических соотношениях, связывающих эту частоту с крупномасштабными характеристиками конвективной активности атмосферы – высотой или толщиной кучево-дождевых облаков, интенсивностью конвективных осадков или величиной доступной конвективной потенциальной энергии (Tost et al., 2007; Romps et al., 2014; Clark et al., 2017). Наиболее часто при этом используются различные варианты схемы Прайса-Ринда (Price, Rind, 1992), которая реалистично воспроизводит ЧМ и относительно мало чувствительна к недостаткам параметризации проникающей конвекции в атмосфере (Tost et al., 2007).

Схема Прайса-Ринда была получена полуэмпирическим путём (несмотря на её общее обоснование из соображений размерности (см. Vonnegut, 1963; Williams, 1985)) для уединённых конвективных облаков. Однако характерный горизонтальный масштаб (порядка километра) таких облаков существенно меньше типичного горизонтального размера вычислительной ячейки современных моделей Земной системы – около 100 км для моделей общей циркуляции (МОЦ) поколения CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) (IPCC, 2021, FAQ 1.1). Это тем более справедливо для моделей Земной системы промежуточной сложности (МЗПС; в англоязычной литературе для них используется термин EMICs – Earth System models of intermediate complexity), где горизонтальный размер вычислительной ячейки равен сотням или даже тысячам километров (Claussen et al., 2022). Более того, характерное время жизни кучево-дождевых облаков по порядку величины равно десяткам минут и также много меньше типичного временного шага МЗПС ( $\sim 10^5$ - $10^6$  с). Как следствие, конвективные системы в вычислительной ячейке моделей низкого пространственного и временного разрешения – МЗПС – представлены не уединёнными облаками, а статистическим ансамблями таких моделей. Следует также иметь в виду, что даже в МОЦ конвекция не разрешается явно динамическим ядром модели, а параметризуется, что также лучше согласуется с представлениями о статистическом ансамбле облаков, чем с уединёнными облаками. В связи с этим в (Елисеев и др., 2019) была предложена модификация схемы Прайса-Ринда, в которой рассматриваются именно статистические ансамбли конвективных облаков для вычисления ЧМ.

Этот учёт привёл к понижению показателя степени в зависимости ЧМ от высоты конвективных облаков (см. ниже). Указанная схема была внедрена в МЗПС Института физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук (МЗПС ИФА РАН) с пространственным разрешением  $4.5^\circ$  широты и  $6^\circ$  долготы, что позволило значительно улучшить результаты расчётов с этой моделью по сравнению со случаем использования исходного варианта схемы Прайса-Ринда (Елисеев и др., 2019).

В свою очередь, модели низкого пространственного и временного разрешения (в том числе МЗПС) – единственный доступный в настоящее время инструмент для моделирования изменений климата на масштабах от  $10^4$  лет и более (Claussen et al., 2022), включая вариации ЧМ и их влияния на процессы в Земной климатической системе. Как следствие, целесообразным является включение схемы расчёта частоты молний в модели такого типа и проведение численных экспериментов с такими моделями.

Данная работа посвящена внедрению модифицированного варианта схемы Прайса-Ринда в модель ещё более низкого пространственного разрешения – МЗПС Climber-2.3 и анализу простейших равновесных численных экспериментов с такой моделью.

## Материалы и методы

### *Модель Земной системы промежуточной сложности Climber-2.3*

Climber-2.3 – модель Земной климатической системы промежуточной сложности (Petoukhov et al., 2000; Ganopolski et al., 2001), разработанная в Потсдамском институте исследования климатических процессов (Potsdam Institute for Climate Impacts Research, PIK) и родственная МЗПС ИФА РАН. Как и другие модели Земной системы, она включает в себя интерактивно взаимодействующие во время расчёта модули для воспроизведения состояния атмосферы, океана, морского льда и деятельного слоя суши. Крупномасштабная динамика атмосферы (с временным масштабом, превышающим синоптический – порядка 2 нед.) разрешается явно, а синоптические процессы параметризуются с вычислением их статистических характеристик. Размер вычислительной ячейки модели составляет  $10^\circ$  по широте и  $51.4^\circ$  по долготе. Различные версии Climber-2 широко используются при анализе изменений климата на широком спектре временных масштабов – от сотен до миллионов лет (напр., Ganopolski et al., 2001; Archer, Ganopolski, 2005; Ganopolski, Brovkin, 2017; Willeit et al., 2019).

В модели рассматриваются 2 вида облаков – крупномасштабные слоистые и кучево-дождевые. Оба типа представлены однослойной эффективной облачностью. Доля площади модельной ячейки  $n_{co}$ , занятой кучево-дождевой облачностью, вычисляется в виде функции от эффективной вертикальной скорости  $w_e$  и приземной удельной влажности  $q_s$ :

$$n_{co} = n_{cm} \operatorname{th}(w_e / b_1) \operatorname{th}(q_s / b_2) \quad (1)$$

при дополнительном условии  $w_e > 0$ . В (1)  $n_{cm} = 0.8$  – максимально возможная доля покрытия конвективными облаками вычислительной ячейки модели. Эффективная вертикальная скорость в модели определяется по крупномасштабной (явно разрешаемой моделью) вертикальной скорости на высоте  $z_c$  верхней границы кучево-дождевых облаков  $w(z_c)$ , среднеквадратичного отклонения вертикальной скорости из-за синоптических вариаций  $w_{syn}$  и компоненты вертикальной скорости, связанной с вариациями топографии поверхности Земли  $w_o$  (в модели эта компонента пропорциональна скорости приземного ветра и пространственного стандартного отклонения высоты поверхности земли в модельной ячейке):

$$w_e = w(z_c) + a_3 w_{syn} + a_4 w_o. \quad (2)$$

Значения параметров  $n_{cm}$ ,  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $a_3$  и  $a_4$  приведены в (Petoukhov et al., 2000). Высота  $z_c$  вычисляется, исходя из  $w(z_c)$  с предыдущего шага по времени, а также из высоты верхней границы планетарного пограничного слоя и высоты тропопаузы.

Для частичной компенсации очень низкого пространственного разрешения модели в ней используется мозаичный подход. В каждой модельной ячейке возможно сосуществование 6 типов поверхности: открытой водной поверхности, морского льда, леса, травяной растительности, пустыни и ледовых щитов.

### ***Модифицированная схема Прайса-Ринда***

В схеме Прайса-Ринда (Price, Rind, 1992) частота молний на единицу площади  $f$  связывается с высотой конвективных облаков  $h$ :

$$f = C h^\alpha, \quad (3)$$

причём значения показателя степени  $\alpha$  (а также коэффициента  $C$ ) различны для кучево-дождевых облаков континентального и морского происхождения: для облаков первого типа  $\alpha = 4.9$ , второго –  $\alpha = 1.7$ .

В (Елисеев и др., 2019) было показано, что учёт наличия статистического ансамбля кучево-дождевых облаков приводит к снижению показателя степени  $\alpha$ . При этом были рекомендованы значения  $\alpha = 2.6$  над сушей и  $\alpha = 1.3$  над океаном (в моделях низкого пространственного разрешения естественно предполагать, что облака континентального происхождения реализуются только над сушей, а океанического – над океаном). Кроме того, для моделей низкого временного разрешения целесообразно не только учитывать наличие проникающей конвекции в вычислительной ячейке модели (как это делается в МОЦ), но и явно учитывать долю  $n_{co}$  модельной ячейки, занятой кучево-дождевыми облаками:

$$f = C h^\alpha n_{co}. \quad (4)$$

При внедрении схемы (Елисеев и др., 2019) в МЗС ИФА РАН в каждой модельной ячейке, исходя из принадлежности этой ячейки суше или океану,

выбирались значения постоянных  $C$  и  $\alpha$ . В связи с очень грубым пространственным разрешением модели Climber-2.3 была проведена дополнительная модификация указанной схемы: эти параметры взвешивались по долям ячейки:

$$C = C_{\text{land}} s_{\text{land}} + C_{\text{ocean}} s_{\text{ocean}}, \quad (5)$$

$$\alpha = \alpha_{\text{land}} s_{\text{land}} + \alpha_{\text{ocean}} s_{\text{ocean}}, \quad (6)$$

$$s_{\text{land}} + s_{\text{ocean}} = 1. \quad (7)$$

Здесь нижним индексом “land” (“ocean”) указаны значения соответствующих параметров для континентальных (морских) воздушных масс. Величиной  $s_{\text{land}}$  указана доля площади модельной ячейки, содержащей лес, травяную растительность, пустыню или ледовый щит, а величиной  $s_{\text{ocean}}$  – соответствующая доля, содержащая либо открытую водную поверхность, либо морской лёд.

В связи с отсутствием соответствующей схемы в Climber-2.3, высота  $h$  верхней границы кучево-дождевых облаков вычисляется в соответствии с (Eliseev et al., 2013) в виде функции от приземной удельной влажности, приземной температуры и высоты тропопаузы. Более подробное описание этой схемы, её физическое обоснование и используемые значения её коэффициентов доступны в (Eliseev et al., 2013).

### **Численные эксперименты**

С Climber-2.3 с внедрённой схемой вычисления ЧМ были проведены 3 простейших равновесных численных эксперимента.

В первом (контрольном) эксперименте была задана концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере  $q_{\text{CO}_2}$ , равная  $350 \text{ млн}^{-1}$ . Другие внешние параметры модели (параметры орбиты Земли, солнечная постоянная) были заданы в соответствии с современными значениями (Ganopolski et al., 2001). Влияние атмосферных аэрозолей (тропосферных и стратосферных), а также влияние землепользования не учитывалось. Не учитывалось также влияние отличных от  $\text{CO}_2$  хорошо перемешанных в атмосфере парниковых газов (метана, закиси азота и др.). Кроме того, не учитывалось влияние молний на состояние Земной системы (например, за счёт развития природных пожаров).

Второй численный эксперимент был подобен первому, но с удвоением значения  $q_{\text{CO}_2}$  до  $700 \text{ млн}^{-1}$ .

Третий численный эксперимент также был подобен контрольному численному эксперименту, но с уменьшением  $q_{\text{CO}_2}$  до  $190 \text{ млн}^{-1}$  – значения, характерного для межледниковий плейстоцена.

Начальными условиями для интегрирования модели служило состояние, полученное в контрольном численном эксперименте с Climber-2.3, но без внедрённой схемы вычисления частоты молний. Длина каждого численного эксперимента с моделью составила 1000 лет, при этом статистический анализ проводился только для последних 100 лет каждого численного эксперимента.

## Результаты

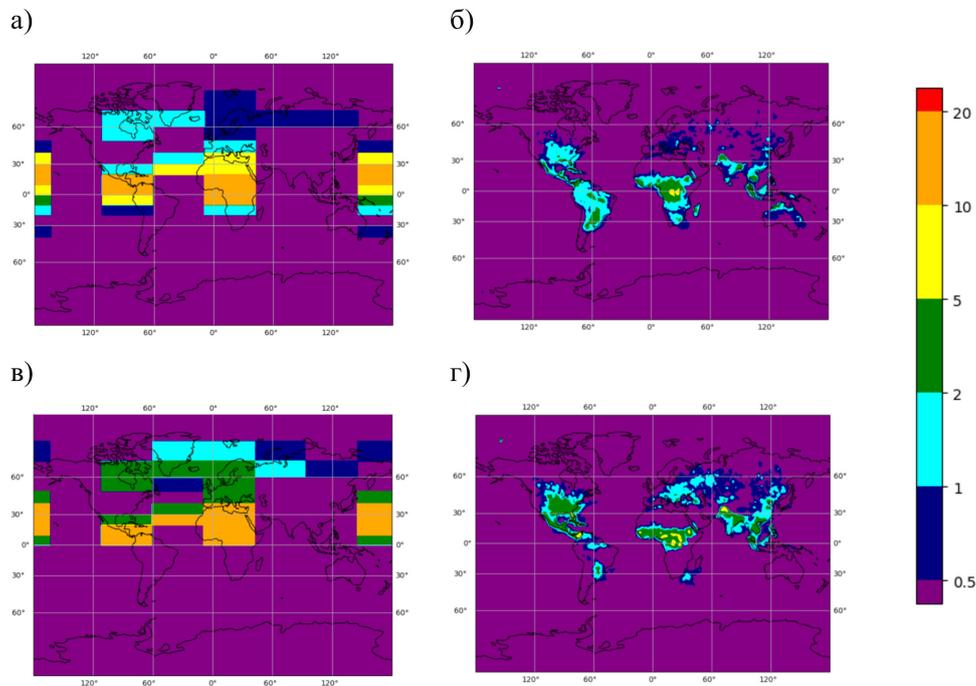
### *Воспроизведение частоты молний в контрольном численном эксперименте*

В контрольном численном эксперименте среднегодовая частота молний  $f$  максимальна (достигая  $20 \text{ км}^{-2} \text{ мес}^{-1}$ , рис. 1а) над приэкваториальными широтами суши Северного полушария. При увеличении географической широты ЧМ уменьшается. В средних широтах Северной Америки, Европы и в северной части Евразии среднегодовое значение  $f$  близко к  $2 \text{ км}^{-2} \text{ мес}^{-1}$ . Эти результаты в целом хорошо согласуются с многолетними средними значениями, полученными по спутниковым данным LIS/OTD (Lightning Imaging Sensor/Optical Transient Detector; Cecil et al., 2014) в большинстве регионов (рис. 1б). Однако Climber-2.3 завышает частоту молний в регионах внутри-тропической зоны конвергенции (ВЗК) над сушей. Наиболее значимой модельной ошибкой является завышение ЧМ над Тихим океаном в Северном полушарии (частично также находящимся в ВЗК). Это связано, по-видимому, с недостатками используемой схемы вычисления высоты конвективных облаков в Climber-2.3. Кроме того, завышение частоты молний моделью по сравнению с данными LIS/OTD отмечается над Европой, севером Азии и над средними широтами Северной Америки. Наконец, модель занижает частоту молний на юге Северной Америки, на юге Азии и севере Австралии, что также можно связать с недостатками воспроизведения ВЗК моделью.

В июне-августе (лето Северного полушария) поле ЧМ в модели в целом смещается в сторону Северного полюса относительно соответствующего среднегодового поля (рис. 1в). При этом интенсифицируется молниевая активность в средних широтах Северного полушария. Над средними широтами Европы и Северной Америки частота молний при этом близка к  $5 \text{ км}^{-2} \text{ мес}^{-1}$ . Кроме того, над субполярными широтами суши развивается молниевая активность с  $f$  до  $2 \text{ км}^{-2} \text{ мес}^{-1}$ . Подобно отмеченному для среднегодовой ЧМ, модельное поле  $f$  для июня-августа в целом хорошо согласуется с многолетними средними значениями, полученными по данным LIS/OTD (рис. 1г.). При этом отмечаются ошибки воспроизведения, подобные отмеченным для среднегодовой частоты молний (в том числе значительное завышение этой переменной над Тихим океаном). Следует отметить, что подобной ошибки нет в МЗС ИФА РАН (Елисеев и др., 2019), несмотря на идентичность схем вычисления ЧМ над центральными областями океана (а также над центральными областями континентов). Как следствие, эта ошибка связана с ошибкой воспроизведения  $n_{\text{co}}$  моделью Climber-2.3. Дополнительно к этому отмечается завышение ЧМ над северными субполярными широтами суши и занижение над средними широтами суши Северного полушария.

Согласно данным LIS/OTD, в среднем для 1995-2015 гг. среднегодовая частота молний находится в интервале  $46 \pm 5 \text{ с}^{-1}$  (указаны многолетнее среднее и межгодовое среднеквадратическое отклонение). Соответствующее модельное значение изменяется в интервале от 46 до  $48 \text{ с}^{-1}$  – внутри интер-

вала неопределённости спутниковых данных. Следует, однако, иметь в виду, что такое согласие – прямое следствие калибровки параметра  $C$  (с сохранением отношения  $C_{\text{land}} / C_{\text{ocean}}$ ).



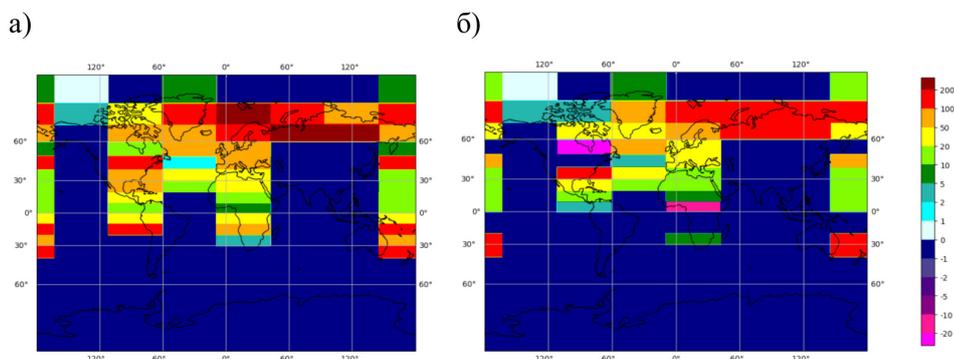
**Рисунок 1.** Частота молний ( $\text{km}^{-2} \text{мес}^{-1}$ ) в контрольном численном эксперименте с моделью Climber-2.3 (а, в) и, по данным LIS/OTD, в среднем для 1995-2015 гг. (б, г) в среднем за год (а, б) в среднем для июня-августа (в, г)

**Figure 1.** Lightning flash frequency ( $\text{km}^{-2} \text{mo}^{-1}$ ) in the control simulation with Climber-2.3 (a, c) in comparison with the means for 1995-2015 as based on the LIS/OTD data (c, d) for annual means (a, b) and for June-August means (c, d)

### ***Модельная чувствительность частоты молний к изменению климата***

При потеплении климата из-за удвоения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $700 \text{ млн}^{-1}$  среднегодовая частота молний увеличивается над всеми регионами Земного шара. Наибольшее относительное изменение (от удвоения до утроения) среднегодовой ЧМ между контрольным экспериментом отмечается в субполярных широтах Северного полушария, а также в центральной Америке, на юге Северной Америки и на севере Евразии (рис. 2а). Над средними широтами Северной Америки и Европы относительное изменение  $f$  составляет от 20 до 50%. На остальной части Земного шара относительное изменение частоты молний не превышает 5%. В среднем по земному шару среднегодовая частота молний увеличилась на 22%.

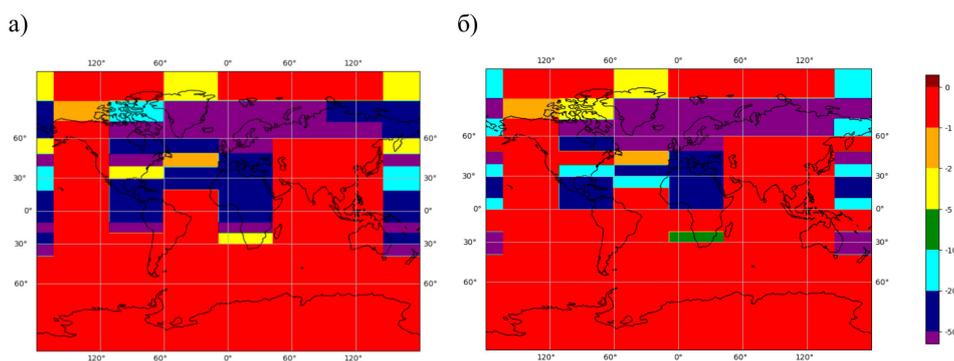
Изменение ЧМ летом Северного полушария качественно подобно полученному для среднегодовой частоты молний (рис. 2б). В частности, наибольший прирост (вплоть до утроения) отмечается над севером Евразии и над субтропиками Северной Америки. В среднем по земному шару среднегодовая частота молний увеличилась на 25%.



**Рисунок 2.** Относительное изменение частоты молний (%) при увеличении  $q_{CO_2}$  от 350 млн<sup>-1</sup> до 700 млн<sup>-1</sup> в среднем за год (а) и для июня-августа (б)

**Figure 2.** Relative changes (per cent) of lightning flash frequency for increase of  $q_{CO_2}$  from 350 ppmv to 700 ppmv for annual means (a) for June-August means (b)

Следует отметить, что увеличение частоты молний в Clmber-2.3 в целом сопровождается увеличением  $n_{CO}$  на 0.01-0.03. Однако в ряде тропических регионов (например, в юго-восточной Азии) доля модельной ячейки, покрытая конвективными облаками, уменьшается. Подобное ранее было отмечено в модели общей циркуляции ИВМ им. Г.И. Марчука РАН (Mareev, Volodin, 2014). При этом над этими модельными ячейками частота молний также не увеличивается.



**Рисунок 3.** Подобно рис. 2, но при уменьшении  $q_{CO_2}$  от 350 млн<sup>-1</sup> до 190 млн<sup>-1</sup>

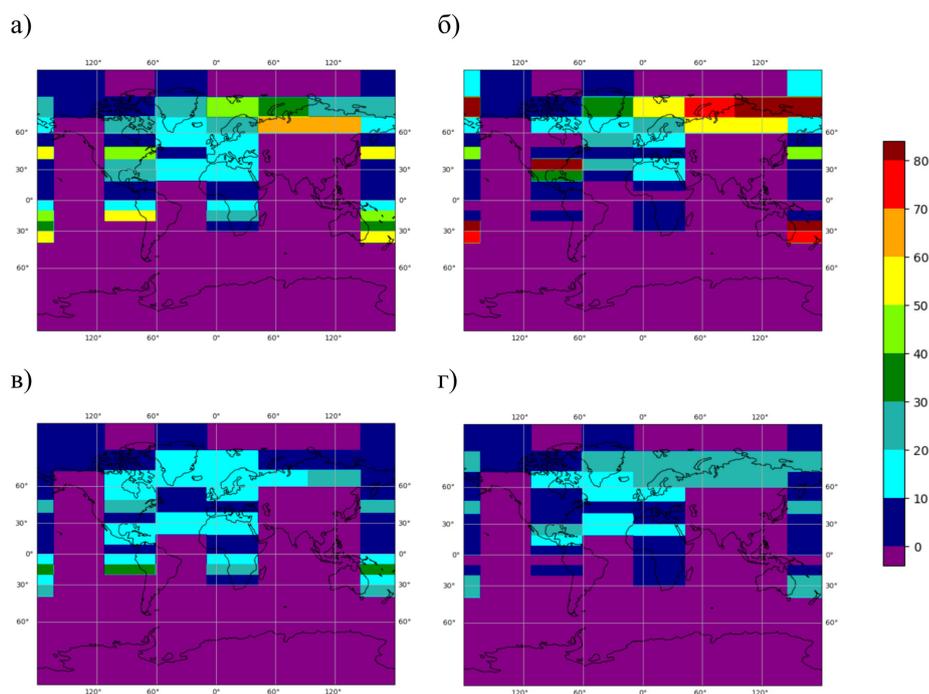
**Figure 3.** Similar to fig. 2 but for  $q_{CO_2}$  decrease from 350 ppmv to 190 ppmv

При похолодании климата из-за уменьшения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $190 \text{ млн}^{-1}$  среднегодовая частота молний и частота молний в июне-августе уменьшаются (рис. 3а, б). Наибольшее уменьшение, соответствующее двухкратному и большему уменьшению  $f$ , отмечается над высокими широтами Евразии и над тропиками Южной Америки и Африки (летом Северного полушария – также над Гренландией). В среднем по глобусу частота молний уменьшается на 10% в среднем за год и на 9% в июне-августе.

С учётом различия условий проведения численных экспериментов (равновесные или транзитивные, учёт или неучёт воздействия на климат, отличных от влияния изменения  $q_{\text{CO}_2}$ ) пространственная структура изменения среднегодовой ЧМ в проанализированных в данной работе численных экспериментах согласуется с полученной по другим моделям Земной системы (Price, Rind, 1994; Mareev, Volodin, 2014; Krause et al., 2016; Елисеев и др., 2019), по крайней мере на качественном уровне.

Рост среднеглобальной среднегодовой температуры при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере в Climber-2.3 составляет  $2.7^\circ\text{C}$ , а соответствующее похолодание при уменьшении  $q_{\text{CO}_2}$  от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $190 \text{ млн}^{-1}$  –  $2.4^\circ\text{C}$ . Как следствие, указанные выше изменения среднегодовой ЧМ при потеплении климата приводят к глобальной чувствительности ЧМ при единичном среднеглобальном изменении температуры, равной  $7.8\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  при потеплении и  $4.2\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  при похолодании климата. В обоих случаях это согласуется с рядом оценок по другим климатическим моделям (Price, Rind, 1994; Mareev, Volodin, 2014; Krause et al., 2014; Елисеев и др., 2019). В частности, Climber-2.3 с внедрённой модифицированной схемой вычисления ЧМ воспроизводит (даже количественно) асимметрию чувствительности глобальной частоты молний при единичном потеплении и единичном похолодании, отмеченную в (Price, Rind, 1994).

На региональном уровне соответствующая относительная чувствительность  $\chi$  для ЧМ при удвоении  $q_{\text{CO}_2}$  наиболее велика в северной части Евразии и в южных тропиках Южной Америки (до  $60\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  для среднегодовой частоты молний и до  $95\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  летом; рис. 4а, б). Над большинством регионов средних широт суши (за исключением Азии) и над отмеченным выше регионом завывшения ЧМ в Тихом океане  $\chi$  составляет от 30 до  $50\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  как в среднем за год, так и летом. Исключая указанный тихоокеанский регион, это в целом согласуется с результатами (Елисеев и др., 2019). При уменьшении  $q_{\text{CO}_2}$  от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $190 \text{ млн}^{-1}$  пространственная структура  $\chi$  принципиально различается в зависимости от сезона (рис. 4в, г). Если для среднегодовой ЧМ эта чувствительность максимальна (до  $30\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ) над субтропиками Южного полушария, тогда как над субполярной Евразией  $\chi$  не превышает  $20\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ , то в июне-августе пространственный максимум  $\chi$  (до  $25\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ) отмечается именно над Северной Евразией. Однако, как и для среднегодовой ЧМ, так и для ЧМ в июне-августе над большинством регионов суши эта чувствительность порядка  $10\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ . Исключением являются средние широты над Сибирью и далее на юг над Азией, где  $\chi \leq 1\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ .



**Рисунок 4.** Относительная чувствительность среднегодовой частоты молний  $\chi$  к изменению приповерхностной температуры ( $\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) при увеличении  $q_{\text{CO}_2}$  от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $700 \text{ млн}^{-1}$  (а, б) и при уменьшении  $q_{\text{CO}_2}$  от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $190 \text{ млн}^{-1}$  (в, г) в среднем за год (а, в) и для июня-августа (б, г)

**Figure 4.** Relative sensitivity of lightning flash frequency  $\chi$  to change of surface air temperature (per cent per degree Centigrade) for  $q_{\text{CO}_2}$  increase from 350 ppmv to 700 ppmv (a, b) and for  $q_{\text{CO}_2}$  decrease from 350 ppmv to 190 ppmv (c, d) for annual means (a, c) and for June-August means (b, g)

## Заклучение

В данной работе схема вычисления частоты молний (Елисеев и др., 2019) включена в модель Земной системы промежуточной сложности Climber-2.3. При этом схема была модифицирована с учётом очень низкого долготного разрешения модели. С моделью были поставлены контрольный численный эксперимент, а также равновесные численные эксперименты с увеличением концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $700 \text{ млн}^{-1}$  и с уменьшением этой концентрации от  $350 \text{ млн}^{-1}$  до  $190 \text{ млн}^{-1}$ .

В контрольном численном эксперименте модель в целом реалистично (в сравнении со спутниковыми данными LIS/OTD) воспроизводит пространственное и сезонное распределение частоты молний. Кроме того, пространственная структура ЧМ в разные сезоны в Climber-2.3 достаточно хорошо согласуется с полученной по другим моделям Земной системы. Основной систематической ошибкой модели при этом является завышение ЧМ над Тихим океаном, что связано с ошибками воспроизведения количества конвективной облачности моделью. Среднеглобальная среднегодовая ЧМ в Climber-

2.3 изменяется в интервале от 46 до 48 с<sup>-1</sup> – также внутри интервала неопределённости данных LIS/OTD.

Потепление климата при удвоении содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере приводит к увеличению ЧМ над большинством регионов во все сезоны, в особенности над субполярной сушей Северного полушария летом (с коэффициентом относительной чувствительности до 95% °C<sup>-1</sup>). В свою очередь, похолодание климата при уменьшении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере приводит к наибольшей чувствительности ЧМ над субтропиками Южного полушария (с соответствующим коэффициентом до 30% °C<sup>-1</sup>), тогда как в июне-августе – над субполярной сушей Северного полушария летом. На глобальном уровне чувствительность ЧМ к единичному изменению приземной температуры равно 7.8% °C<sup>-1</sup> при потеплении климата и 4.2% °C<sup>-1</sup> при его похолодании. Чувствительность частоты молний к изменению климата также в целом согласуется с полученной по другим моделям. В частности, воспроизводится асимметрия этой чувствительности в зависимости от направления изменений климата с бóльшим значением при потеплении климата, чем при похолодании.

Следует отметить, что численные эксперименты, проанализированные в данной работе, учитывали лишь равновесный (стационарный) отклик климата на изменение концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере. Влияние других радиационно-активных примесей атмосферы способно изменить приведённые в работе оценки, по крайней мере, количественно. Так, рост содержания в атмосфере рассеивающих солнечное излучение аэрозолей приводит к развитию засушливых условий в большинстве регионов мира (Trenberth, Dai, 2007; Robock et al., 2008; Brovkin et al., 2009; Елисеев и др., 2007; Eliseev et al., 2010; Елисеев, 2012). Как следствие, изменяются условия возникновения конвекции (с взаимной компенсацией эффектов усиления нагрева поверхности и уменьшения доступного скрытого тепла из-за уменьшения концентрации водяного пара в атмосфере). Кроме того, аэрозольные частицы способны служить ядрами конденсации в атмосфере, усиливая конвекцию ("convection invigoration"; Tao et al., 2012).

Следует отметить также неучёт в данной работе обратной связи между молниевой активностью и активностью природных пожаров (Stocks et al., 2002; Ganteaume et al., 2013; Price, 2013; Елисеев, Васильева, 2020), при которых выделяется значительное количество гигроскопичных углеродосодержащих аэрозолей (Бондур, Гинзбург, 2016; Бондур и др., 2016; van der Werf et al., 2017; Елисеев, Васильева, 2020). Такие аэрозоли способны служить ядрами конденсации, в том числе и приводить к отмеченной выше интенсификации конвекции.

Наконец, неучёт климатических воздействий, отличных от CO<sub>2</sub>, приводит также к тому, что даже средний многолетний климат модели отличается от наблюдаемого. В частности,  $q_{CO_2}$ , осреднённая для периода данных LIS/OTD, оказывается выше используемого в контрольном численном эксперименте значения 350 млн<sup>-1</sup>. Дополнительные отличия модельного и наблюдаемого климата связаны с влиянием других внешних воздействий.

Однако грубо влияние перечисленных эффектов может быть оценено по модельным экспериментам, учитывающих большее количество внешних воздействий на климат, а также соответствующие обратные связи. В таких численных экспериментах получено, что изменения характеристик молниевой активности в XX веке (в отличие от XXI века) достаточно малы – не более нескольких процентов на глобальном уровне (Krause et al., 2014; Елисеев и др., 2019). Как следствие, отмеченные особенности численных экспериментов не сказываются принципиальным образом на результатах работы.

*От авторов.* Авторы посвящают данную работу памяти своего безвременного ушедшего из жизни коллеги К.М. Шанталинского (КФУ), комментарии которого заметно улучшили представление полученных результатов. Авторы также выражают благодарность анонимному рецензенту за высказанные конструктивные замечания к предыдущей версии статьи.

*Работа выполнена за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030).*

## Список литературы

Бондур, В.Г., Гинзбург, А.С. (2016) Эмиссия углеродсодержащих газов и аэрозолей от природных пожаров на территории России по данным космического мониторинга, *Доклады Академии наук*, т. 466, № 4, с. 473-477.

Бондур, В.Г., Гордо, К.А., Кладов, В.Л. (2016) Пространственно-временные распределения площадей природных пожаров и эмиссий углеродсодержащих газов и аэрозолей на территории Северной Евразии по данным космического мониторинга, *Исследование Земли из космоса*, № 6, с. 3-20, doi:10.7868/S0205961416060105.

Елисеев, А.В. (2012) Предотвращение изменений климата за счёт эмиссии сульфатов в стратосферу: влияние на глобальный углеродный цикл и наземную биосферу, *Оптика атмосферы и океана*, т. 25, № 6, с. 467-474.

Елисеев, А.В., Васильева, А.В. (2020) Природные пожары: данные наблюдений и моделирование, *Фундаментальная и прикладная климатология*, т. 3, с. 73-119, doi: 10.21513/2410-8758-2020-3-73-119.

Елисеев, А.В., Мохов, И.И., Карпенко, А.А. (2007) Влияние учета прямого радиационного воздействия сульфатных аэрозолей на результаты численных экспериментов с климатической моделью промежуточной сложности, *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 43, № 5, с. 591-601.

Елисеев, А.В., Плосков, А.Н., Чернокульский, А.В., Мохов, И.И. (2019) Связь частоты молний со статистическими характеристиками конвективной активности в атмосфере, *Доклады Российской академии наук*, т. 485, № 1, с. 76-82

---

Мареев, Е.А. (2010) Достижения и перспективы исследований глобальной электрической цепи, *Успехи физических наук*, т. 180, № 5, с. 527-534.

Смышляев, С.П., Мареев, Е.А., Галин, В.Я. (2010) Моделирование влияния грозовой активности на газовый состав атмосферы, *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 46, № 4, с. 487-504.

Суркова, Г.В. (2002) *Химия атмосферы*, М., Диалог-МГУ, 210 с.

Тверской, П.Н. (1964) *Курс метеорологии (физика атмосферы)*. Атмосферное электричество, Л., Гидрометеиздат, 698 с.

Archer, D., Ganopolski, A. (2005) A movable trigger: Fossil fuel CO<sub>2</sub> and the onset of the next glaciation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 6, no. 5, Q05003, doi: 10.1029/2004GC000891.

Banerjee, A., Archibald, A.T., Maycock, A.C., Telford, P., Abraham, N.L., Yang, X., Braesicke, P., Pyle, J.A. (2014) Lightning NO<sub>x</sub>, a key chemistry-climate interaction: impacts of future climate change and consequences for tropospheric oxidising capacity, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 14, no. 18, pp. 9871-9881, doi: 10.5194/acp-14-9871-2014.

Brovkin, V., Petoukhov, V., Claussen, M., Bauer, E., Archer, D., Jaeger, C. (2009) Geoengineering climate by stratospheric sulfur injections: Earth system vulnerability to technological failure, *Clim. Change*, vol. 92, no. 3-4, pp. 243-259, doi: 10.1007/s10584-008-9490-1.

Cecil, D.J., Buechler, D.E., Blakeslee, R.J. (2014) Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description, *Atmos. Res.*, vol. 135-136, pp. 404-414, doi 10.1016/j.atmosres.2012.06.028.

Clark, S.K., Ward, D.S., Mahowald, N.M. (2017) Parameterization-based uncertainty in future lightning flash density, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 44, no. 6, pp. 2893-2901, doi: 10.1002/2017GL073017.

Claussen, M., Mysak, L., Weaver, A., Crucifix, M., Fichet, T., Loutre, M.-F., Weber, S.L., Alcamo, J., Alexeev, V.A., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goosse, H., Lohmann, G., Lunkeit, F., Mokhov, I.I., Petoukhov, V., Stone, P., Wang, Z. (2022) Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models, *Clim. Dyn.*, vol. 18, no. 7, pp. 579-586, doi: 10.1007/s00382-001-0200-1.

Eliseev A.V., Chernokulsky A.V., Karpenko A.A., Mokhov I.I. (2010) Global warming mitigation by sulphur loading in the stratosphere: Dependence of required emissions on allowable residual warming rate, *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 101, no. 1-2, pp. 67-81, doi: 10.1007/s00704-009-0198-6.

Eliseev, A.V., Coumou, D., Chernokulsky, A.V., Petoukhov, V., Petri, S. (2013) Scheme for calculation of multi-layer cloudiness and precipitation for climate models of intermediate complexity, *Geosci. Model Devel.*, vol. 6, no. 5, pp. 1745-1765, doi: 10.5194/gmd-6-1745-2013.

---

Ganopolski, A., Brovkin, V. (2017) Simulation of climate, ice sheets and CO<sub>2</sub> evolution during the last four glacial cycles with an Earth system model of intermediate complexity, *Climate of the Past*, vol. 13, no. 12, pp. 1695-1716, doi: 10.5194/cp-13-1695-2017.

Ganopolski, A., Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Brovkin, V., Claussen, M., Eliseev, A., Kubatzki, C. (2001) CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part II: Model sensitivity, *Clim. Dyn.*, vol. 17, no. 6, pp. 735-751, doi: 10.1007/s003820000144.

Ganteaume, A., Camia, A., Jappiot, M., San-Miguel-Ayanz, J., Long-Fournel, M., Lampin, C. (2013) A review of the main driving factors of forest fire ignition over Europe, *Env. Manag.*, vol. 51, no. 3, pp. 651-662, doi: 10.1007/s00267-012-9961-z.

IPCC (2021) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, in Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. (eds.), Cambridge, New York, Cambridge University Press, 2391 p.

Krause, A., Kloster, S., Wilkenskjeld, S., Paeth, H. (2014) The sensitivity of global wildfires to simulated past, present, and future lightning frequency, *J. Geophys. Res.: Biogeosciences*, vol. 119, no. 3, pp. 312-322, doi: 10.1002/2013JG002502.

Mareev, E.A., Volodin, E.M. (2014) Variation of the global electric circuit and ionospheric potential in a general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 41, no. 24, pp. 9009-9016, doi: 10.1002/2014GL062352.

Petoukhov, V., Ganopolski, A., Brovkin, V., Claussen, M., Eliseev, A., Kubatzki, K., Rahmstorf, S. (2000) CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate, *Clim. Dyn.*, vol. 16, no. 1, pp. 1-17, doi: 10.1007/PL00007919.

Price, C.G. (2013) Lightning applications in weather and climate research, *Surv. Geophys.*, vol. 34, no. 6, pp. 755-767, doi: 10.1007/s10712-012-9218-7.

Price, C., Rind, D. (1992) A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 97, no. D9, pp. 9919-9933, doi: 10.1029/92JD00719.

Price, C., Rind, D. (1994) Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 99, no. D5, pp. 10823-10831, doi: 10.1029/94JD00019.

Rakov, V.A., Uman, M.A. (2007) *Lightning: Physics and Effects*, Cambridge, Cambridge University Press, 687 p.

---

Robock, A., Oman, L., Stenchikov, G.L. (2008) Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO<sub>2</sub> injections, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 113, no. D16, D16101, doi:10.1029/2008JD010050.

Romps, D.M., Seeley, J.T., Vollaro, D., Molinari, J. (2014) Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming, *Science*, vol. 346, no. 6211, pp. 851-854, doi: 10.1126/science.1259100.

Seinfeld, J.H., Pandis, S.N. (2012) *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, Hoboken, Wiley, 1232 p.

Stocks, B.J., Mason, J.A., Todd, J.B., Bosch, E.M., Wotton, B.M., Amiro, B.D., Flannigan, M.D., Hirsch, K.G., Logan, K.A., Martell, D.L., Skinner, W.R. (2002) Large forest fires in Canada, 1959-1997, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 107, no. D1, 8149, doi: 10.1029/2001JD000484.

Tao, W.-K., Chen, J.-P., Li, Z., Wang, C., Zhang, C. (2012) Impact of aerosols on convective clouds and precipitation, *Rev. Geophys.*, vol. 50, no. 2, RG2001, doi: 10.1029/2011RG000369.

Tost, H., Jöckel, P., Lelieveld, J. (2007) Lightning and convection parameterisations – uncertainties in global modelling, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 7, no. 17, pp. 4553-4568, doi: 10.5194/acp-7-4553-2007.

Trenberth, K.E., Dai, A. (2007) Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, no. 15, L15702, doi: 10.1029/2007GL030524.

Van der Werf, G.R., Randerson, J.T., Giglio, L., van Leeuwen, T.T., Chen, Y., Rogers, B.M., Mu, M., van Marle, M.J.E., Morton, D.C., Collatz, G.J., Yokelson, R.J., Kasibhatla, P.S. (2017) Global fire emissions estimates during 1997-2016, *Earth System Science Data*, vol. 9, no. 2, pp. 697-720, doi: 10.5194/essd-9-697-2017.

Vonnegut, B. (1963) Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity, *Meteorol. Monogr.*, vol. 5, pp. 224-241, doi: 10.1007/978-1-940033-56-3\_11.

Warneck, P. (2000) *Chemistry of the Natural Atmosphere*, San Diego, Academic Press, 927 p.

Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Brovkin, V. (2019) Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declined CO<sub>2</sub> and regolith removal, *Science Advances*, vol. 5, no. 4, eaav7337, doi: 10.1126/sciadv.aav7337.

Williams, E.R. (1985) Large-scale charge separation in thunderclouds, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 90, no. D4, pp. 6013-6025, doi: 10.1029/JD090iD04p06013.

Williams, E.R. (2005) Lightning and climate: A review, *Atmos. Res.*, vol. 76, no. 1, pp. 272-287, doi: 10.1016/j.atmosres.2004.11.014.

---

## References

Bondur, V.G., Ginzburg, A.S. (2016) Emission of carbon-bearing gases and aerosols from natural fires on the territory of Russia based on space monitoring, *Doklady Earth Sciences*, vol. 466, no. 2, c. 148-152, doi: 10.1134/S1028334X16020045.

Bondur, V.G., Gordo, K.A., Kladov, V.L. (2016) Prostranstvenno-vremennyye raspredeleniya ploshchadey prirodnykh pozharov i emissiy uglerodsoderzhashchikh gazov i aerorozley na territorii Severnoy Yevrazii po dannym kosmicheskogo monitoringa [Spacetime distributions of wildfire areas and emissions of carbon-containing gases and aerosols in northern Eurasia according to satellite-monitoring data], *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, no. 6, pp. 3-20, doi: 10.7868/S0205961416060105.

Eliseev, A.V. (2012) Climate change mitigation via sulfate injection to the stratosphere: impact on the global carbon cycle and terrestrial biosphere, *Atmos. Ocean. Optics*, vol. 25, no. 6, pp. 405-413, doi: 10.1134/S1024856012060024.

Eliseev, A.V., Vasilyeva, A.V. (2020) Prirodnyye pozhary: dannyye nablyudeniya i modelirovaniye [Natural fires: observational data and modelling], *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*, vol. 3, pp. 73-119, doi: 10.21513/2410-8758-2020-3-73-119.

Eliseev, A.V., Mokhov, I.I., Karpenko, A.A. (2007) Influence of direct sulfate-aerosol radiative forcing on the results of numerical experiments with a climate model of intermediate complexity, *Izvestiya, Atmos. Ocean. Phys.*, vol. 43, no. 5, pp. 544-554, doi: 10.1134/S0001433807050027.

Eliseev, A.V., Ploskov, A.N., Chernokulsky, A.V., Mokhov, I.I. (2019) A correlation between lightning flash frequencies and the statistical characteristics of convective activity in the atmosphere, *Doklady Earth Sciences*, vol. 485, no. 1, pp. 273-278, doi: 10.1134/S1028334X19030048.

Mareev, E.A. (2010) Global electric circuit research: achievements and prospects, *Physics – Uspekhi*, vol. 53, no. 5, pp. 504-511, doi: 10.3367/UFNe.0180.201005h.0527.

Smyshlyaev, S.P., Mareev, E.A., Galin, V.Ya. (2010) Simulation of the impact of thunderstorm activity on atmospheric gas composition, *Izvestiya, Atmos. Ocean. Phys.*, vol. 46, no. 4, pp. 451-467, doi: 10.1134/S0001433810040043.

Surkova, G.V. (2002) *Khimiya atmosfery* [Atmospheric Chemistry], Dialog-MSU, Moscow, Russia, 210 p.

Tverskoy, P.N. (1964) *Kurs meteorologii (fizika atmosfery). Atmosfernoye elektrichestvo* [Course of Meteorology (Atmospheric Physics). Atmospheric Electricity], Gidrometeoizdat, Leningrad, Russia, 698 p.

Archer, D., Ganopolski, A. (2005) A movable trigger: Fossil fuel CO<sub>2</sub> and the onset of the next glaciation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 6, no. 5, Q05003, doi: 10.1029/2004GC000891.

---

Banerjee, A., Archibald, A.T., Maycock, A.C., Telford, P., Abraham, N.L., Yang, X., Braesicke, P., Pyle, J.A. (2014) Lightning NO<sub>x</sub>, a key chemistry-climate interaction: impacts of future climate change and consequences for tropospheric oxidising capacity, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 14, no. 18, pp. 9871-9881, doi: 10.5194/acp-14-9871-2014.

Brovkin, V., Petoukhov, V., Claussen, M., Bauer, E., Archer, D., Jaeger, C. (2009) Geoengineering climate by stratospheric sulfur injections: Earth system vulnerability to technological failure, *Clim. Change*, vol. 92, no. 3-4, pp. 243-259, doi: 10.1007/s10584-008-9490-1.

Cecil, D.J., Buechler, D.E., Blakeslee, R.J. (2014) Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description, *Atmos. Res.*, vol. 135-136, pp. 404-414, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.06.028.

Clark, S.K., Ward, D.S., Mahowald, N.M. (2017) Parameterization-based uncertainty in future lightning flash density, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 44, no. 6, pp. 2893-2901, doi: 10.1002/2017GL073017.

Claussen, M., Mysak, L., Weaver, A., Crucifix, M., Fichet, T., Loutre, M.-F., Weber, S.L., Alcamo, J., Alexeev, V.A., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goosse, H., Lohmann, G., Lunkeit, F., Mokhov, I.I., Petoukhov, V., Stone, P., Wang, Z. (2022) Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models, *Clim. Dyn.*, vol. 18, no. 7, pp. 579-586, doi: 10.1007/s00382-001-0200-1.

Eliseev A.V., Chernokulsky A.V., Karpenko A.A., Mokhov I.I. (2010) Global warming mitigation by sulphur loading in the stratosphere: Dependence of required emissions on allowable residual warming rate, *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 101, no. 1-2, pp. 67-81, doi: 10.1007/s00704-009-0198-6.

Eliseev, A.V., Coumou, D., Chernokulsky, A.V., Petoukhov, V., Petri, S. (2013) Scheme for calculation of multi-layer cloudiness and precipitation for climate models of intermediate complexity, *Geosci. Model Devel.*, vol. 6, no. 5, pp. 1745-1765, doi: 10.5194/gmd-6-1745-2013.

Ganopolski, A., Brovkin, V. (2017) Simulation of climate, ice sheets and CO<sub>2</sub> evolution during the last four glacial cycles with an Earth system model of intermediate complexity, *Climate of the Past*, vol. 13, no. 12, pp. 1695-1716, doi: 10.5194/cp-13-1695-2017.

Ganopolski, A., Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Brovkin, V., Claussen, M., Eliseev, A., Kubatzki, C. (2001) CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part II: Model sensitivity, *Clim. Dyn.*, vol. 17, no. 6, pp. 735-751, doi: 10.1007/s003820000144.

Ganteaume, A., Camia, A., Jappiot, M., San-Miguel-Ayanz, J., Long-Fournel, M., Lampin, C. (2013) A review of the main driving factors of forest fire ignition over Europe, *Env. Manag.*, vol. 51, no. 3, pp. 651-662, doi: 10.1007/s00267-012-9961-z.

---

IPCC (2021) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, in Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. (eds.), Cambridge, New York, Cambridge University Press, 2391 p.

Krause, A., Kloster, S., Wilkenskield, S., Paeth, H. (2014) The sensitivity of global wildfires to simulated past, present, and future lightning frequency, *J. Geophys. Res.: Biogeosciences*, vol. 119, no. 3, pp. 312-322, doi: 10.1002/2013JG002502.

Mareev, E.A., Volodin, E.M. (2014) Variation of the global electric circuit and ionospheric potential in a general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 41, no. 24, pp. 9009-9016, doi: 10.1002/2014GL062352.

Petoukhov, V., Ganopolski, A., Brovkin, V., Claussen, M., Eliseev, A., Kubatzki, K., Rahmstorf, S. (2000) CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate, *Clim. Dyn.*, vol. 16, no. 1, pp. 1-17, doi: 10.1007/PL00007919.

Price, C.G. (2013) Lightning applications in weather and climate research, *Surv. Geophys.*, vol. 34, no. 6, pp. 755-767, doi: 10.1007/s10712-012-9218-7.

Price, C., Rind, D. (1992) A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 97, no. D9, pp. 9919-9933, doi: 10.1029/92JD00719.

Price, C., Rind, D. (1994) Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 99, no. D5, pp. 10823-10831, doi: 10.1029/94JD00019.

Rakov, V.A., Uman, M.A. (2007) *Lightning: Physics and Effects*, Cambridge, Cambridge University Press, 687 p.

Robock, A., Oman, L., Stenchikov, G.L. (2008) Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO<sub>2</sub> injections, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 113, no. D16, D16101, doi: 10.1029/2008JD010050.

Romps, D.M., Seeley, J.T., Vollaro, D., Molinari, J. (2014) Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming, *Science*, vol. 346, no. 6211, pp. 851-854, doi: 10.1126/science.1259100.

Seinfeld, J.H., Pandis, S.N. (2012) *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, Hoboken, Wiley, 1232 p.

Stocks, B.J., Mason, J.A., Todd, J.B., Bosch, E.M., Wotton, B.M., Amiro, B.D., Flannigan, M.D., Hirsch, K.G., Logan, K.A., Martell, D.L., Skinner, W.R. (2002) Large forest fires in Canada, 1959-1997, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 107, no. D1, 8149, doi: 10.1029/2001JD000484.

---

---

Tao, W.-K., Chen, J.-P., Li, Z., Wang, C., Zhang, C. (2012) Impact of aerosols on convective clouds and precipitation, *Rev. Geophys.*, vol. 50, no. 2, RG2001, doi: 10.1029/2011RG000369.

Tost, H., Jöckel, P., Lelieveld, J. (2007) Lightning and convection parameterisations – uncertainties in global modelling, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 7, no. 17, pp. 4553-4568, doi: 10.5194/acp-7-4553-2007.

Trenberth, K.E., Dai, A. (2007) Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, no. 15, L15702, doi: 10.1029/2007GL030524.

Van der Werf, G.R., Randerson, J.T., Giglio, L., van Leeuwen, T.T., Chen, Y., Rogers, B.M., Mu, M., van Marle, M.J.E., Morton, D.C., Collatz, G.J., Yokelson, R.J., Kasibhatla, P.S. (2017) Global fire emissions estimates during 1997-2016, *Earth System Science Data*, vol. 9, no. 2, pp. 697-720, doi: 10.5194/essd-9-697-2017.

Vonnegut, B. (1963) Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity, *Meteorol. Monogr.*, vol. 5, pp. 224-241, doi: 10.1007/978-1-940033-56-3\_11.

Warneck, P. (2000) *Chemistry of the Natural Atmosphere*, San Diego, Academic Press, 927 p.

Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Brovkin, V. (2019) Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declined CO<sub>2</sub> and regolith removal, *Science Advances*, vol. 5, no. 4, eaav7337, doi: 10.1126/sciadv.aav7337.

Williams, E.R. (1985) Large-scale charge separation in thunderclouds, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 90, no. D4, pp. 6013-6025, doi: 10.1029/JD090iD04p06013.

Williams, E.R. (2005) Lightning and climate: A review, *Atmos. Res.*, vol. 76, no. 1, pp. 272-287, doi: 10.1016/j.atmosres.2004.11.014.

*Статья поступила в редакцию (Received): 06.11.2023.*

*Статья доработана после рецензирования (Revised): 05.01.2024.*

*Принята к публикации (Accepted): 20.01.2024.*

#### **Для цитирования / For citation:**

Михайлов, Р.П., Гурьянов, В.В., Елисеев, А.В. (2024) Чувствительность частоты молний к изменениям климата в модели Земной системы низкого пространственного разрешения, *Фундаментальная и прикладная климатология*, т. 10, № 1, с. 56-75, doi:10.21513/2410-8758-2024-1-56-75.

Mikhailov, R.P., Guryanov, V.V., Eliseev, A.V. (2024) Lightning flash frequency sensitivity to climate changes in the Earth system model of low spatial resolution, *Fundamental and Applied Climatology*, vol. 10, no. 1, pp. 56-75, doi:10.21513/2410-8758-2024-1-56-75.

---