

Связь изменений климата с геомагнитным полем. 2. Возможный механизм

© Н. А. Килифарска¹, В. Г. Бахмутов², Г. В. Мельник², 2015

¹ Национальный институт геофизики, геодезии и географии Болгарской Академии наук, София, Болгария

² Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 27 мая 2015 г.

Представлено членом редколлегии Я. М. Хазаном

Показано, що відповідність місця розташування основних структур головного геомагнітного поля, температури й тиску на поверхні Землі в середніх широтах, яку обговорено раніше в 1-й частині статті, має фізичну основу. Аналогічна картина, знайдена в широтно-довготному розподілі концентрації нижньостратосферного озону й питомої вологості, дає змогу замкнути ланцюжок причинно-наслідкових зв'язків і запропонувати механізм, за допомогою якого геомагнітне поле може впливати на клімат Землі. Цей ланцюжок починається з модуляції галактичних космічних променів (ГКП) геомагнітним полем і утворення озону O_3 у нижній стратосфері через іонно-молекулярні реакції, ініційовані ГКП. Зміна температури тропопаузи (внаслідок варіації концентрації O_3 на цьому рівні) змінює кількість водяної пари в сухій частині верхньої тропосфери й нижньої стратосфери (UTLS), впливаючи у такий спосіб на радіаційний баланс планети. Ця дія на кліматичні параметри є нерівномірною у глобальному масштабі у зв'язку з неоднорідністю контролю геомагнітним полем енергійних частинок, що надходять в атмосферу Землі.

Ключові слова: головне геомагнітне поле, мінливість клімату, галактичні космічні промені, озон, тропосфера.

Введение. В предыдущих работах [Бахмутов и др., 2011, 2014] показано, что местоположение основных структур геомагнитного поля и климатических параметров (атмосферное давление и приземная температура) за последнее столетие в Северном полушарии довольно хорошо совпадает. Были проанализированы интегральные характеристики и динамика геомагнитного поля, полей температуры и давления. Это позволило выделить как их региональные, так и глобальные особенности. Анализ выполнен на основании результатов прямых инструментальных наблюдений, что служит хорошей базой для дальнейших исследований причинно-следственных связей изменений климатических параметров и геомагнитного поля.

Кроме того, было подчеркнуто, что корреляция разных параметров сама по себе не достаточна, т. е. необходимо искать механизмы, посредством которых магнитное поле может оказывать влияние на климат. К настоящему вре-

мени предложен ряд механизмов воздействия внешних (космических) факторов на нижнюю и среднюю атмосферу (см., например, обобщение в работе [Логинов, 2008]). Основными агентами, определяющими состояние атмосферы Земли, являются солнечная электромагнитная радиация, солнечные корпускулярные потоки, галактические космические лучи, высыпание электронов из радиационных поясов. С их изменением преобразуются структура, состав и динамические характеристики атмосферы на разных высотах. На характер взаимодействия атмосферы с внешними космическими факторами оказывает влияние магнитное поле Земли (МПЗ). Быстропротекающие магнитосферные процессы, возможно, могут оказывать незначительное влияние на нижнюю атмосферу. С учетом сложности передачи возмущения из верхних слоев в нижние, можно допустить воздействие некоторых триггерных механизмов, связанных с агентами, которые поглощаются в стра-

тосфере. Но, когда речь идет о главном геомагнитном поле и его вековых вариациях, их роль как модулятора внешних космических агентов сомнения не вызывает.

Воздействию энергичных частиц — галактических космических лучей (ГКЛ), солнечных космических лучей (СКЛ), релятивистских электронов и протонов — на состояние верхней атмосферы посвящены многие работы (см., например, обзор [Кривоуцкий, Репнев, 2012]). Однако, несмотря на достаточно долгую историю изучения и наблюдений, механизмы воздействия заряженных частиц высоких энергий, проникающих в земную атмосферу ниже 100 км, по-прежнему требуют дальнейших исследований.

Энергичные частицы могут производить диссоциацию, ионизацию и диссоциативную ионизацию составляющих атмосферы. Образовавшиеся электроны малых энергий (порядка 10—100 эВ) производят затем основную часть ионизации. ГКЛ, а в отдельных случаях и частицы СКЛ с энергией больше 100 МэВ, проникают в тропосферу до высот 20—30 км, электроны с энергией 5 МэВ — до 40 км. Энергия, вносимая в атмосферу энергичными частицами, намного меньше по сравнению с другими ее источниками в средней атмосфере, но является одним из главных источников ионизации и диссоциации ниже ~ 80 км, где солнечное ультрафиолетовое и рентгеновское излучения сильно ослаблены. Частицы низких энергий влияют в основном на ионизацию и нагревание термосферы и отдают свою энергию в высоких широтах, тогда как частицы высоких энергий вторгаются в нижнюю атмосферу любых широт.

В результате реакций взаимодействия энергичных частиц с частицами атмосферы образуются новые соединения, влияющие в том числе и на малые составляющие атмосферы, в частности на концентрацию озона. Энергичные частицы могут существенно разрушать озон, понижая его концентрацию в мезосфере и верхней стратосфере [Кривоуцкий, Репнев, 2012]. Вклад имеющих место в озоносфере ионно-молекулярных реакций с участием озона (O_3) в суммарную скорость "гибели" озона не может превышать 10 % при любой концентрации частиц [Ларин, Тальрозе, 1977]. Косвенное воздействие на озоновый слой через образование активного катализатора разрушения озона OH в результате ионно-молекулярных реакций первичных ионов N_2^+ и O_2^+ с молекулами воды в ночных условиях существенно возрастает при ионизации стратосферы солнечными протонами на высотах выше максимума озонового слоя

при солнечных протонных событиях [Виноградов и др., 1980].

Таким образом, актуальным направлением исследований является изучение возможных механизмов влияния энергичных частиц на климат — через воздействие на облачность, аэрозоль, изменение циркуляции, альбедо, а также через озон. Недавний обзор опубликованных работ (см., например, [Кривоуцкий, Репнев, 2012]) свидетельствует о том, что исследование соответствующих механизмов — чрезвычайно сложная задача. Выполненный нами анализ некоторых геофизических параметров, отражающих динамику процессов на уровне нижней стратосферы — верхней тропосферы (UTLS) и на поверхности Земли, позволяет последовательно проследить всю цепочку и предложить механизм, посредством которого геомагнитное поле может оказывать влияние на долговременные изменения климата.

1. Данные и методика. Для определения динамики изменения главного геомагнитного поля и приземной температуры воздуха были выполнены расчеты в узлах географической сетки с шагом 10° по широте и долготе для широтного пояса $40\text{—}700^\circ$ с. ш., покрытого наиболее густой сетью мониторинговых наблюдений [Бахмутов и др., 2014]. Среднегодовые величины полного вектора напряженности геомагнитного поля \mathbf{F} и его вариации $d\mathbf{F}$ рассчитывались по глобальной модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field) (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomagweb/#igrfgfid>).

Для анализа с использованием линейных и нелинейных статистических методов были привлечены следующие временные ряды.

1. Общее содержание озона за период 1926—2010 гг. (среднегодовые значения) по данным станции Ароса, Швейцария до 2007 г. (<http://www.iac.ethz.ch/en/research/chemie/tpeter/totozon.html>) и 2008—2010 гг. (http://www.woudc.org/data_e.html).

2. Приземная температура воздуха в Северном полушарии за последние 100 лет по базам данных CRUTEM3 и CRUTEM4 Метеорологического бюро Центра Хедди (<http://www.metoffice.gov.uk/climate-guide/science/science-behind-climate-change/hadley>) и Отдела исследования климата Университета Восточной Англии (<http://www.cru.uea.ac.uk/>).

3. Содержание эквивалентного стратосферного хлора (EESC) (http://acdbext.gsfc.nasa.gov/Data_services). Временной ряд эквивалентного стратосферного хлора был продлен до 1926 г. и спрогнозирован до 2020 г. в Отделе химии и динамики атмосферы Центра космических

полетов Годдарда (NASA) (<http://atmospheres.gsfc.nasa.gov/acd/>).

4. Показания нейтронного монитора Climax, отражающие измерение интенсивности ГКЛ (<http://cr0.izmiran.ru/clmx/main.htm>).

Поскольку данные нейтронного монитора имеются только с начала 1950-х годов, была проведена их интерполяция, начиная с 1926 г. [Mursula et al., 2003; McCracken, Beer, 2007], а также выполнен их прогноз до 2019 г. по методологии [Lantos, 2005] с учетом ожидаемого числа солнечных пятен (по данным Центра космических полетов им. Дж. Маршалла).

5. Числа солнечных пятен SSN (<http://spidr.ngdc.noaa.gov>) как индикатор солнечной активности (учитывая надежность этого параметра и его корреляцию с другими индексами, например Mg II [Rozelot et al., 2004]).

6. Концентрация атмосферного углекислого газа CO₂ по данным обсерватории Мауна Лоа (Гавайи) за период 1958—2011 гг. (<http://cdiac.ornl.gov/trends/co2/sio-keel.html#>), ряд был экспоненциально продлен до 1900 г. (<http://cdiac.ornl.gov/trends/co2/>).

7. Индекс Вангенгейма—Гирса для анализа атмосферной циркуляции (согласно расчетам Института Арктики и Антарктики (Санкт-Петербург) с привлечением метеорологических карт погодных условий в Атлантико-Евразийском регионе за 1891—2011 гг.), который характеризует периоды относительного преобладания зонального или меридионального типа циркуляции в масштабах полушария. Индекс был использован для оценки влияния глобальной атмосферной циркуляции на вариации общего содержания озона.

В качестве основных расчетных параметров для последующих построений нами были использованы данные реанализов ERA-40 и ERA Interim (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>) для определения содержания озона (O₃) на уровне 70 гПа и удельной влажности (SpH) на уровне 150 гПа за период 1957—2011 гг. Данные этих двух реанализов состыкованы на 1 января 2000 г. Для определения SpH на уровне 150 гПа и приземной температуры воздуха T2m (на высоте 2 м над поверхностью Земли) анализировались среднемесячные значения, в то время как для профилей озона рассчитывались месячные значения по данным 6-часового реанализа на 12 : 00 LT.

В большинстве анализов были использованы сезонные данные для зимних месяцев.

Помимо анализа средних значений атмосферных параметров (месячных или сезонных),

учитывались их отклонения от средних десятилетних значений (отдельно для каждого десятилетия), в дальнейшем описываемые нами как "динамические аномалии". В последних исключаются долговременные вариации и подчеркиваются изменения в масштабах меньше декадного.

Поскольку большая часть озона находится в нижней стратосфере, в качестве дополнительного независимого набора данных для оценки его изменения использовались данные по общему содержанию озона (TOZ — total ozone), основанные на 30-летней записи инструмента TOMS (total ozone mapping spectrometer) (<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/>) в зимнее время для периода 1980—2010 гг. (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>).

Для определения статистических связей между рассматриваемыми параметрами рассчитывались коэффициенты кросс-корреляции с отставанием m , перемещая ось независимой переменной (причины) назад:

$$c_{xy}(k) = \frac{1}{N-1} \sum_m (Y_t - \bar{Y})(X_{t+m} - \bar{X}),$$

$$t = 1, \dots, N; \quad m = -1, \dots, -k,$$

где N — число наблюдений во временных рядах X и Y , m — временной сдвиг (лаг), на рисунках имеет отрицательные значения. Коэффициенты корреляции рассчитывались стандартным методом — нормализуя ковариации на стандартные отклонения временных рядов.

Нелинейный анализ данных был проведен с использованием пакета программ STATISTICA 6.0. Точность модели (т. е. разница между наблюдаемыми и предсказанными моделью данными) оценивалась по критерию наименьших квадратов с применением алгоритма Левенберга—Марквардта. Значимость коэффициентов корреляции — путем применения двухстороннего t -критерия Стьюдента.

Из других методов можно упомянуть оценки эффективности ионизации атмосферных составляющих вторичными электронами и ионами (образованными под воздействием ГКЛ), которые рассчитывались с помощью распределения Максвелла—Больцмана. Эффективность ионно-молекулярных или ионно-атомных реакций рассчитывались по уравнению Саха [Kilifarska, 2012 b].

2. Связь главного геомагнитного поля и некоторых атмосферных параметров. Ранее было показано [Бахмутов и др., 2011, 2014],

что за период 1900—2000 гг. районы с максимальной интенсивностью геомагнитного поля совпадают с центрами действия атмосферы Северного полушария, которые характеризуются повышенным давлением и пониженными температурами. При сопоставлении кривых интегральных характеристик полей модуля полного вектора магнитного поля F , температуры T и давления P очевидно, что их минимумы и максимумы достаточно хорошо соответствуют друг другу [Бахмутов и др., 2014, рис. 14]. Коэффициенты корреляции следующие: между P и T (R_{PT}) = -0,77, между F и P (R_{FP}) = 0,66, между F и T (R_{FT}) = -0,83. Если для полей температуры и давления корреляция закономерна, то для пиков T и F довольно неожиданная. Также неожиданно высоким оказался и коэффициент корреляции $R_{FT} = -0,83$ по сравнению с двумя взаимосвязанными параметрами $R_{PT} = -0,77$.

Объединенные данные реанализов ERA-40 и ERA Interim за вторую половину XX в. подтверждают этот результат с гораздо большим разрешением по времени за последние 50 лет (см. рис. 1 на с. 83). Помимо выявленной ранее закономерности долготного распределения интегральных характеристик модуля полного вектора геомагнитного поля F и приземной температуры воздуха T [Бахмутов и др., 2014], в полосе широт 40—70° с. ш. средние значения озона и удельной влажности на уровне UTLS также имеют сходное долготное распределение. Несмотря на сильную междекадную изменчивость этих параметров, секторы с более высокой концентрацией озона O_3 (на уровне 70 гПа) и в то же время с низкой SpH (на уровне 150 гПа) выделяются в Северной Америке и Восточной Азии. Эти секторы соответствуют районам повышенных значений F и пониженных значений приземной температуры T_{2m} .

Более наглядно это показано рис. 2, где приведены интегральные характеристики этих параметров. Очевидна антикорреляция F и приземной температуры воздуха T_{2m} (а также синфазность вариаций T_{2m} и SpH , которые находятся в противофазе с O_3).

В целом рис. 1 и 2 демонстрируют, что пространственно-временные вариации рассматриваемых параметров атмосферы и приземной температуры воздуха так или иначе соответствуют общим закономерностям распределения главного магнитного поля по поверхности Земли. Возникает вопрос — является ли это просто совпадением? Принимая во внимание ранее выявленную связь между приземной тем-

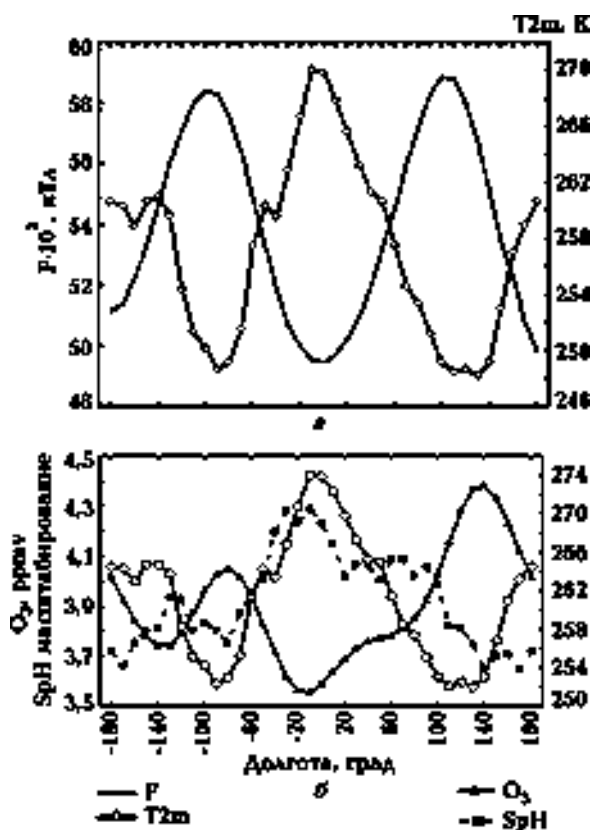


Рис. 2. Интегральные характеристики модуля полного вектора геомагнитного поля F и приземной температуры воздуха T_{2m} (а), приземной температуры воздуха T_{2m} , озона O_3 на уровне 70 гПа, удельной влажности SpH на уровне 150 гПа (б). Осреднение выполнено в широтном поясе 40—70° с. ш. за период 1957—2011 гг.

пературой воздуха и озоном [Kilifarska, 2012 a], оценим влияние факторов, контролирующих изменчивость T_{2m} и O_3 .

3. Анализ факторов, влияющих на нижнестратосферный озон и приземную температуру воздуха. Как принято считать, разрушение озонового слоя происходит вследствие увеличения концентрации озоноразрушающих веществ в атмосфере (хлоридов и бромидов) в течение 1980—1990-х годов в первую очередь в нижней стратосфере и сопровождается долговременными изменениями нижнестратосферной циркуляции (см. отчет [WMO ..., 2006] и ссылки в нем). Однако причины изменения циркуляции, включая тренды индексов Арктической/Северо-Атлантической осцилляции (АО/NAO), остаются до конца не выясненными. Из этого следует, что по крайней мере 50 % изменчивости озона в нижней стратосфере до сих пор не находит объяснения.

Оценки факторов, влияющих на изменчивость O_3 (представленных в отчетах ВМО), получены методами линейной статистики. Кроме того, многие авторы указывают на нелинейность временных рядов климатических параметров и некоторых факторов внешнего воздействия [Mende, Stellmacher, 2000; Mikšovský, Raidl, 2005]. Авторы настоящей статьи применили нелинейные статистические методы для оценки вклада наиболее важных факторов, влияющих на стратосферный озон.

Был выполнен анализ статистически значимых на уровне 95 % коэффициентов нелинейной регрессии общего содержания озона (ТОЗ) на станции Ароса (Швейцария) при сопоставлении с:

- содержанием эквивалентного стратосферного хлора (EESC);
- модулем полного вектора магнитного поля Земли;
- интенсивностью ГКЛ;
- западным типом циркуляции (определения по индексам циркуляции Вангейгейма—Гирса);
- числом солнечных пятен (SSN).

Параллельно был выполнен анализ приземной температуры воздуха и факторов, которые могут оказывать решающее воздействие на ее изменения [Kilifarska, 2012 a, b].

Результаты показывают (таблица), что долговременные изменения потока ГКЛ объясняют 55 % изменчивости ТОЗ. Влияние EESC объясняет 46 %, в то время как с западной зональной циркуляцией связано 38 %. Самым неожиданным является то, что 41 % общей изменчивости озона можно объяснить за счет влияния геомагнитного поля.

Следует отметить, что эти проценты не являются частными вкладами в общую сумму и показывают эффект каждого из параметров при отсутствии влияния всех остальных.

В настоящее время наибольший вклад в изменение температуры воздуха на поверхности Земли приписывают повышению концентрации углекислого газа и других антропогенных парниковых газов (см. работу [IPCC, 2007] и ссылки в ней). Наша нелинейная переоценка факторов, влияющих на изменчивость климата, показывает, что, помимо CO_2 , есть по крайней мере еще три фактора, каждым из которых можно объяснить почти такую же часть (в процентном отношении) наблюдаемой изменчивости приземной температуры воздуха. Это долговременные (в масштабе нескольких десятилетий) вариации потока ГКЛ (71 %), изменение модуля вектора напряженности геомагнитного поля F (71 %), а также многолетняя измен-

Статистически значимые на уровне 95 % коэффициенты нелинейной регрессии ТОЗ на станции Ароса (Швейцария) и приземной температуры воздуха (T2m) в зависимости от основных факторов воздействия

Общее содержание озона ТОЗ				
Эквивалентный стратосферный хлор EESC	Модуль вектора геомагнитного поля F	22-летние сглаженные ряды ГКЛ	11-летние сглаженные индексы зональной циркуляции	11-летние сглаженные числа солнечных пятен SSN
0,68 46 %	0,64 41 %	0,74 55 %	0,62 38 %	0,58 34 %
Приземная температура воздуха T2m				
CO_2	Модуль вектора геомагнитного поля F	22-летние сглаженные ряды ГКЛ	11-летние сглаженные данные по озону ТОЗ	11-летние сглаженные числа солнечных пятен SSN
0,86 74 %	0,84 71 %	0,84 71 %	0,88 77 %	0,79 62 %

Примечание: вариации, описанные каждой нелинейной моделью, приведены в процентах от общей изменчивости озона и температуры.

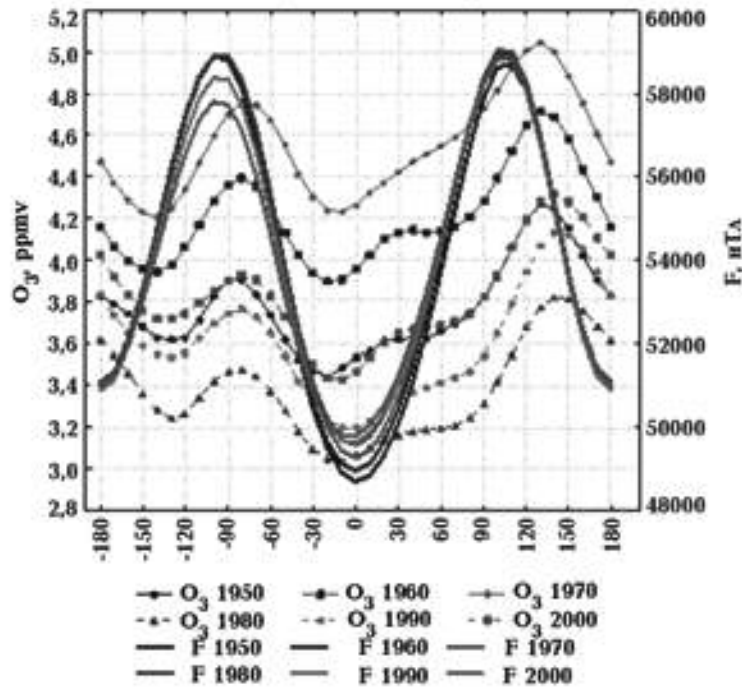


Рис. 3. Десятилетние изменения меридионально осредненных значений модуля полного вектора геомагнитного поля F и озона O_3 (на уровне 70 гПа). Осреднение выполнено для широтного пояса $40\text{--}70^\circ$ с. ш.

чивость TOZ (77%) (см. таблицу). Эти параметры не являются независимыми: коэффициент корреляции между геомагнитным полем на долготе станции Ароса (Швейцария) и 22-летним сглаженным потоком ГКЛ составляет 0,77 за период 1900—2010 гг., коэффициент нелинейной регрессии между долговременными изменениями потока ГКЛ и озоном составляет 0,74 за период 1926—2010 гг.

Модуляция потока ГКЛ геомагнитным полем хорошо известна (см., например, [Van Allen, 1959; Shea, Smart, 2004; Usoskin et al., 2005; Kovaltsov, Usoskin, 2007]). Однако статистическая связь геомагнитного поля с приземной температурой воздуха и общим содержанием озона довольно неожиданная и требует объяснения. Приведем еще ряд доказательств, свидетельствующих о связи между этими тремя параметрами.

4. Пространственное распределение и связь между нижнестратосферным озоном и геомагнитным полем. Анализ среднедесятилетних данных по озону на уровне 70 гПа для средних широт показывает, что, несмотря на изменения среднего (от десятилетия к десятилетию), его долготное распределение следует одной и той же закономерности на всем изучаемом временном интервале (рис. 3). Отметим,

что два максимума в долготном распределении O_3 являются как бы “привязанными” (с некоторым сдвигом) к соответствующим максимумам усредненных значений напряженности геомагнитного поля.

Пространственное распределение связи между модулем полного вектора МПЗ и нижнестратосферным озоном через коэффициенты корреляции, рассчитанные в узлах регулярной сетки $10^\circ \times 10^\circ$, показано на рис. 4 (см. на с. 84). Отклик озона на геомагнитное поле происходит на двух временных масштабах — практически мгновенно (с максимальной задержкой до 1—3 лет, рис. 4, а) и с задержкой до 6—11 лет (рис. 4, б). Для обоих масштабов в районах с высокой напряженностью магнитного поля процессы идут синфазно, в то время как в районах с низкой напряженностью магнитного поля этого не наблюдается — процессы идут в противофазе (это особенно хорошо заметно в отклике озона с задержкой на 6—11 лет).

Поскольку длиннопериодные изменения озона имеют наибольший вклад в изменчивость приземной температуры, а наибольшее влияние на озон оказывает долговременное изменение потока ГКЛ, интенсивность которых, в свою очередь, контролируется геомагнитным полем (см. таблицу), такой гипотетический путь

требует соответствующего механизма связи озон — приземная температура воздуха.

5. Механизм влияния геомагнитного поля на климат. Геомагнитная модуляция ГКЛ и пространственное распределение общего озона. Проникновение космических лучей в магнитосферу Земли на качественном уровне может быть описано в рамках разработанной Штермером теории движения заряженных частиц в поле магнитного диполя. Влияние МПЗ выражается в эффекте геомагнитного обрезания: для того чтобы достичь определенной геомагнитной широты, вторгающаяся в атмосферу Земли космическая частица должна обладать энергией, превышающей пороговую величину, которая определяется магнитной жесткостью частицы. Чем выше магнитная жесткость частицы, тем выше ее способность двигаться перпендикулярно силовым линиям геомагнитного поля, тем более низкой геомагнитной широты сможет достигнуть частица при вторжении в земную атмосферу. Поток заряженных частиц отклоняется магнитным полем в направлении, перпендикулярном к полю и к направлению движения частиц. Если частицы имеют положительный заряд, то в МПЗ они отклоняются к востоку, если отрицательный — к западу. Результаты многочисленных наблюдений показывают, что большинство первичных частиц заряжены положительно, а на Земле наблюдается более высокая интенсивность космических лучей (КЛ), идущих с запада, чем с востока — восточно-западная асимметрия [Ракобольская, 1971]. Вторгающиеся в атмосферу Земли первичные КЛ разрушают ядра наиболее распространенных в атмосфере газов: азота и кислорода. При этом происходит каскадный процесс ионизации, в ходе которого рождаются почти все известные элементарные частицы.

В работе [Кузнецова, Кузнецов, 2012] отмечено, что в районах глобальных магнитных аномалий в Восточной Сибири, Северной Америке, в южных частях Тихого и Индийского океанов и в центральной части Атлантики резко изменяется интенсивность выпадения и энергетический спектр частиц. В работе [Марков, Мустель, 1983] показано, что высыпание заряженных частиц высоких энергий из земной магнитосферы в нижнюю ионосферу происходит преимущественно в областях магнитных аномалий. Наиболее изучена в этом плане Бразильская магнитная аномалия, в эпицентре которой величина модуля магнитного поля почти в 2 раза ниже, чем в ее окрестностях. Ана-

лиз материалов, полученных на японском спутнике EXOS-A [Oyama, Schlegel, 1984] и на космической станции с телескопом Хаббл [Pinto et al., 1992], показывает, что Бразильская аномалия "проявляется" по крайней мере до высот 600 км. Плотность потока заряженных частиц в районе Бразильской аномалии на несколько порядков превышает плотность частиц в удаленных от аномалии районах [Glasmeier et al., 2002].

Несмотря на то, что энергия, поступающая в атмосферу от ГКЛ, ничтожна по сравнению с солнечной радиацией, сегодня связь ГКЛ — климат активно обсуждается многими учеными, поскольку механизмы, лежащие в основе этой связи, имеют под собой физико-химическое обоснование (см., например, обзор [Kirkby, 2007]). Обзор основных работ в области ионизации атмосферы космическими лучами представлен в работе [Bazilevskaya et al., 2008], где суммированы результаты прямых и косвенных измерений ионизации атмосферы и модельных расчетов.

В работе [Shea, Smart, 2004] показано, что вариации ГКЛ за счет изменения геомагнитного поля (и, соответственно, жесткости обрезания) за последние 400 лет по величине сопоставимы с модуляцией ГКЛ в течение 11-летнего солнечного цикла (в среднем по расчетам за последние четыре солнечных цикла). Согласно работе [Kovaltsov, Usoskin, 2007], региональные вариации интенсивности ГКЛ, вызванные дрейфом геомагнитного полюса, могут даже превышать отклонения, обусловленные изменениями солнечной активности.

В третьем разделе приведены результаты нелинейного статистического анализа временных рядов общего содержания озона на станции Аросса (Швейцария) при сопоставлении с ГКЛ (см. таблицу). Высокая степень корреляция между ними весьма любопытна, и следующим шагом является анализ пространственного распределения этого отношения.

Результаты кросс-корреляционного анализа этих параметров для Северного полушария за период 1957—2012 гг. приведены на рис. 5 (см. на с. 84) для статистически значимых (на уровне 95%) коэффициентов корреляции, рассчитанных для каждого узла сетки с шагом 10° по широте и долготе. Положительные коэффициенты корреляции (предполагаемое воздействие ГКЛ по данным нейтронного монитора Climax за 30 лет на TOZ по данным TOMS) в основном совпадают с областями положительной корреляции между F и ГКЛ. Необходимо учитывать,

что связь ГКЛ—ТОЗ нелинейная (см. выше), что объясняет относительно невысокие линейные коэффициенты корреляции между ними.

На рис. 6 в другой проекции представлены статистически значимые коэффициенты корреляции ГКЛ—ТОЗ. На рис. 6, а вынесены контуры средней за 30 лет вековой вариации геомагнитного поля (в каждом узле географической сетки $10 \times 10^\circ$ рассчитаны средние за 30 лет значения вековой вариации, определенной как разница между значениями F последующего и предыдущего года), на рис. 6, б — средние за 30 лет величины ТОЗ по TOMS. Очевидно, что максимальные значения коэффициентов корреляции между ТОЗ и ГКЛ приходятся на районы, характеризующиеся максимальным уменьшением (около 100° з. д.) и увеличением (Западная Европа) напряженности геомагнитного поля за последние 30 лет. Их же сопоставление со средними значениями ТОЗ (см. рис. 6, б) показывает повышение содержания озона над Северной Америкой и Восточной Азией и понижение над Северной Атлантикой и Западной Европой. Сравнение с вековой вариацией геомагнитного поля (см. рис. 6, а) показывает, что связь магнитного поля с озоном более сильна в районах, где более высокий градиент вековой вариации.

Отсюда можно сделать следующие выводы: 1) связь между ГКЛ и ТОЗ неравномерно распределена в пространстве, что и следовало ожидать, принимая во внимание долготное распределение скорости ионизации под воздействием ГКЛ (см., например, [Velinov et al., 2005; Usoskin et al., 2005; Kovaltsov, Usoskin, 2007]); 2) прослеживается связь между ГКЛ, ТОЗ и изменением геомагнитного поля, но она неоднозначна. Контроль со стороны геомагнитного поля над интенсивностью ГКЛ, а также корреляция ТОЗ и ГКЛ, требуют механизма, посредством которого ГКЛ может оказывать влияние на озон, в первую очередь на область, где его концентрация максимальна, т. е. на нижнестратосферный озон.

Ионная химия нижней стратосферы и автокаталитический цикл производства O_3 . Низкоэнергичные ГКЛ, СКЛ и релятивистские электроны инициируют ионно-молекулярные реакции, вследствие которых образуются озоноразрушающие соединения NO_x и NO , "запускающие", в свою очередь, озоноразрушающие циклы реакций (см., например, [Banks, Kockarts, 1973; Jackman et al., 1980; Brasseur, Solomon, 2005; Кривоуцкий, Репнев, 2009]).

ГКЛ, обладающие существенно более высокими энергиями, чем солнечные протоны, эф-

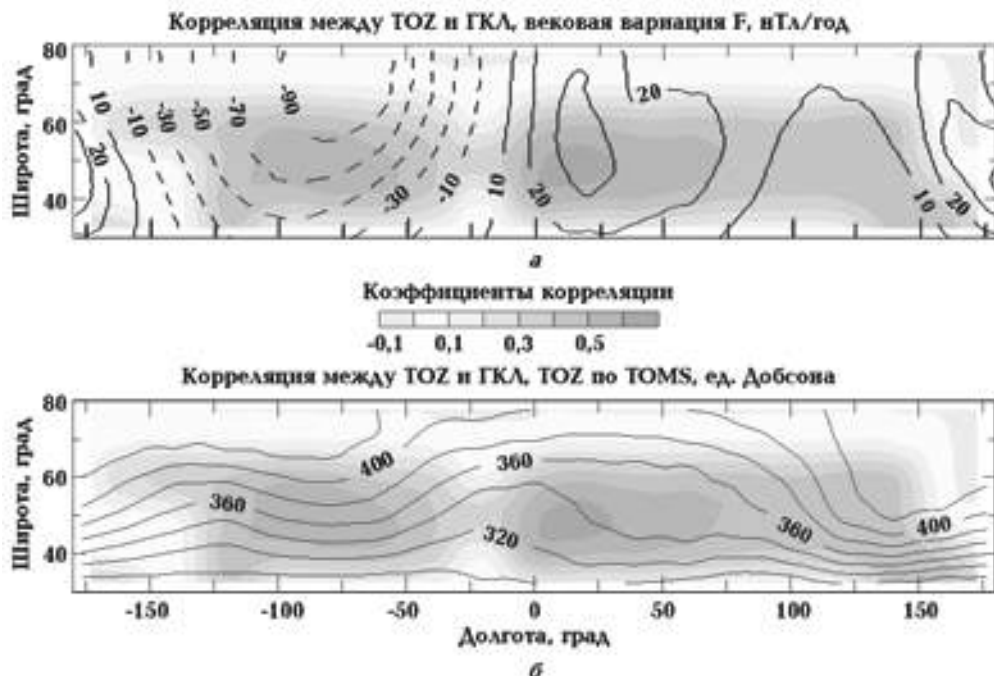


Рис. 6. Пространственно-временное распределение статистически значимых коэффициентов корреляции между ТОЗ (по TOMS) и ГКЛ (по Climaх) за период 1980—2010 гг. Контурами приведены 30-летние средние значения вековой вариации геомагнитного поля, нТл (а) и озона, ед. Добсона (б).

эффективно проникают в нижние слои стратосферы и в тропосферу. В ионной химии на этих уровнях есть много неопределенностей (см., например, [Brasseur, Solomon, 2005]). Необходимо учитывать изменение эффекта воздействия ГКЛ на O_3 на протяжении 11-летнего солнечного цикла (например, на широте 60° с. ш. летом скорость образования NO под воздействием ГКЛ в максимуме и минимуме солнечной активности отличается на 20 %) [Jackman et al., 1980].

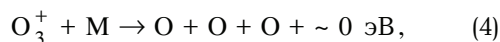
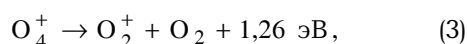
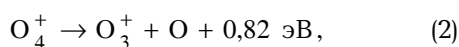
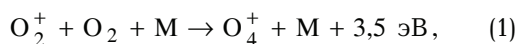
Несмотря на существенные различия между ионной химией верхних слоев атмосферы и нижней стратосферы, возможность применения схем озоноразрушающих циклов к нижней стратосфере рассмотрена в работе [Kilifarska, 2012 b, с. 2013]. Здесь следует принять во внимание следующие достижения в этой области: 1) лабораторное подтверждение существования катионов O_4^+ , которые, предположительно, являются источником озона в атмосфере [Casace et al., 2001; 2002]; 2) эффективность диссоциации катионов озона под воздействием низкоэнергичных электронов [Zhaunerchuk et al., 2008]; 3) высокую химическую эффективность колебательно-возбужденных молекул O_2^+ в земной атмосфере, отмеченную ранее [Slanger et al., 1988; Yang et al., 1993]. Анализ этих работ дает основание по-новому оценить энергетическую эффективность первичной ионизации ГКЛ атмосферных составляющих, а также проследить ионно-молекулярные реакции между ионизированными и нейтральными молекулами.

Имеются существенные различия между ионной химией верхних слоев атмосферы и нижней стратосферы [Kilifarska, 2012 b]. Во-первых, диссоциация молекул азота N_2 и кислорода O_2 под воздействием солнечного ультрафиолетового излучения на высотах нижней стратосферы уже практически невозможна [Banks, Kockarts, 1973; Brasseur, Solomon, 2005]. Это означает, что вклад наиболее важного источника молекул NO — окисление закиси азота N_2O атомарным кислородом — здесь незначителен.

Во-вторых, другим потенциальным источником оксидов азота являются ГКЛ [Jackman et al., 1980; Brasseur, Solomon, 2005]. Однако, в соответствии с работой [Itikawa, 2006], диссоциативная ионизация молекулы азота электронным "ударом" ($N_2 + e^- \rightarrow N^+ + N + e^- + 24,34$ эВ) здесь весьма маловероятна при энергии электронов менее 30 эВ.

Учитывая, что средняя энергия образования электрон-ионной пары составляет ~ 35 эВ [Rog-

ter et al., 1976], становится ясно, что канал ГКЛ для создания молекул NO_x в нижней стратосфере (где доминируют вторичные электроны и ионы) крайне неэффективен. Первичная ионизация N_2 электроном ($N_2 + e^- \rightarrow N_2^+ + 2e^- + 15,58$ эВ) требует меньших затрат энергии и образует катион азота N_2^+ , который, однако, очень быстро обменивается зарядом с молекулярным кислородом ($N_2^+ + O_2 \rightarrow N_2 + O_2^+ + 3,5$ эВ) [Banks, Kockarts, 1973; Brasseur, Solomon, 2005]. Созданный катион O_2^+ (от прямой ионизации O_2 и как продукт ионно-молекулярных реакций) является основным источником катионов O_4^+ в нижней стратосфере (см. реакцию (1), [Casace et al., 2002]). Катион O_4^+ очень быстро распадается по двум разным каналам. Один из них производит O_3^+ и O (реакция (2)) и, согласно [Casace et al., 2002], является потенциальным источником озона в атмосфере, в то время как по другому восстанавливаются катионы O_2^+ (реакция (3)). Катионы O_3^+ (результат реакции (2)) легко диссоциируют при поглощении, столкновении или рекомбинации фотонов. В преобладающих условиях нижней стратосферы (O_3^+ в невозбужденном состоянии и низкоэнергичные электроны) в 94 % случаев происходит реакция (4) [Zhaunerchuk et al., 2008]. Следовательно, диссоциация одного катиона O_4^+ (по реакции (2)) является источником для производства четырех молекул озона. Половина O_2^+ ионов, участвующих в формировании O_4^+ , восстанавливаются по реакции (3). Одновременно с этим ионы O_2^+ постоянно производятся под воздействием ГКЛ. Таким образом, реакции 1—4 отражают автокаталитический цикл производства озона в нижней стратосфере [Kilifarska, 2012 b]:



получаем: $1O_4^+ \rightarrow 4O_3$.

Стоит еще раз подчеркнуть, что химические условия в нижней стратосфере отличаются от условий в средней стратосфере, и образование молекул NO_x ниже максимума концентрации озона уже энергетически неэффективно. Кроме того, формирование катионов O_4^+

становится источником непрерывного образования O_3 с пиком вблизи максимума Пфотцера (уровень с наивысшей плотностью электронно-ионных пар, образуемых ГКЛ). Условия на этом уровне благоприятны для образования озона за счет: 1) высокой концентрации вторичных электронно-ионных пар, которые взаимодействуют с молекулами атмосферы, что приводит к ионизации, активации или диссоциации последних; 2) повышения эффективности образования O_4^+ на уровнях с более высоким давлением [Casace et al., 2002]; 3) минимума концентрации водяного пара в нижней стратосфере. Последнее условие исключительно важно для формирования короткоживущих ионов O_4^+ , поскольку молекулы воды притягивают катионы кислорода O_2^+ сильнее, чем молекулы O_2 [de Petris, 2003]. Поэтому, если максимум Пфотцера располагается намного выше либо ниже тропопаузы, образование O_4^+ сильно ограничено (вследствие формирования вместо них кластеров воды). Следует также отметить, что ГКЛ оказывают влияние на аэрозоли и на химию облаков, но это не является предметом нашего анализа.

Эффективность производства O_4^+ в нашей модели была оценена в предположении, что после столкновения с энергичными электронами или ионами O_2^+ получает не менее 20 % их энергии. Средняя энергия вторичных электронно-ионных пар (образованных в атмосфере под воздействием ГКЛ) оценивается в ~ 35 эВ [Porter et al., 1976]. Таким образом, ожидаемая температура реагентов в реакции (1) составляет ~ 7 эВ (т. е. 20 % от 35 эВ). В этих условиях мы вычислили пространственное распределение озона, образованного при автокаталитическом цикле (реакции 1—4), применяя уравнение Саха [Kilifarska, 2012 b]. Пространственное распределение скорости образования электронно-ионных пар (Q) было построено по материалам [Usoskin et al., 2004; Velinov et al., 2005; Bazilevskaya et al., 2008] на период солнечного минимума. Электронная концентрация рассчитывалась по формуле $Q = \alpha_{\text{eff}} (N_e)^2$, где эффективный коэффициент рекомбинации был взят из работы [Rosen, Hofmann, 1981] на основе данных прямых измерений. Среднеширотные вертикальные профили основных атмосферных составляющих (O_2 , N_2 и O_3) взяты из [US Standard ..., 1976].

Пространственное распределение озона, образованного при автокаталитическом цикле вблизи максимума Пфотцера, приведено на рис. 7 (см. на с. 85, контуры). Для сравнения показана

(цветом) среднее за 30 лет общее содержание озона по данным TOMS (рис. 7, а) и средняя за 50 лет величина O_3 на уровне 70 гПа, полученная по данным объединенных реанализов ERA-40 и ERA Interim (рис. 7, б). Очевидно хорошее согласование между пространственным распределением общей плотности озона по TOMS и расчетными значениями O_3 в максимуме Пфотцера. Сравнение с данными ERA реанализов для озона на уровне 70 гПа показывает, что количество озона, образованного под воздействия ГКЛ, сравнимо со средними значениями содержания озона на этих широтах и высотах.

Следует еще раз подчеркнуть, что в последнее время широко обсуждается вопрос изменения содержания озона в связи с интенсивностью ГКЛ и образованием дополнительного количества молекул NO, а реакция NO с O_3 , в свою очередь, приводит к уменьшению содержания озона. Непрерывный поток энергичных протонов галактического происхождения вызывает постоянную ионизацию и образование NO главным образом в нижней стратосфере полярных широт, где первичные ГКЛ проникают глубоко в атмосферу. Однако вне полярных широт способность ГКЛ образовывать NO в нижней стратосфере резко уменьшается (смотри оценки в начале этого раздела). Другие факторы (солнечные протоны, выброс энергичных электронов из магнитосферы и др.) эпизодически воздействуют на концентрацию NO в стратосфере, мезосфере и термосфере. Образование значительных количеств молекул NO и других оксидов азота в стратосфере имеет определенное значение для фотохимических реакций, приводящих к разрушению озона. Кроме этого, воздушные массы с повышенным содержанием NO_x могут быть транспортированы нисходящей веткой циркуляции Брю—Добсона (Brewer—Dobson circulation — простая модель циркуляции, постулирующая наличие медленных течений в зимнем полушарии, перераспределяющих воздух из тропической во внетропическую атмосферу) в полярных областях нижней стратосферы, что может привести к резкому уменьшению озона. Однако на долговременных шкалах изменений климата и в рассматриваемом нами широтном диапазоне ($40—70^\circ N$) этот эффект незначительный. В настоящей статье невозможно охватить весь спектр вопросов, касающихся проблемы влияния ГКЛ, солнечных протонных событий, высыпания релятивистских электронов на содержание озона. Этот вопрос заслуживает тщательного изу-

чения как в экспериментальном, так и в теоретическом аспектах. Ограничимся рассмотрением только нижнестратосферного озона и его связи с ГКЛ.

Таким образом, многолетняя изменчивость нижнестратосферного озона в результате модуляции интенсивности ГКЛ гелиомагнитным и главным геомагнитным полем — первое звено причинно-следственной цепочки влияния МПЗ на приземную температуру воздуха.

Влияние нижнестратосферного озона на климат. Чувствительность климата к изменению плотности нижнестратосферного озона (LSO_3) отмечалась многими авторами [Ramanatan et al., 1976; Wang et al., 1980, 1993; Foster, Shine, 1997; Stuber et al., 2001 и др.]. Тем не менее механизм этой взаимосвязи до конца непонятен. В этом разделе мы кратко обобщим материал, детально приведенный в работах [Kilifarska, 2012 a, b], что поможет понять, каким образом нижнестратосферный озон может оказывать влияние на приземную температуру воздуха.

Озон является одним из самых радиационно-активных атмосферных газов. Он относится к одной из наиболее важных малых составляющих атмосферы, имеющих огромное климатическое значение. Изменение концентрации озона оказывает воздействие на приходящую солнечную и уходящую (отраженную от Земли) радиацию, притом эффект воздействия на последнюю сильно зависит от распределения озона с высотой.

Предполагаемое интегральное радиационное воздействие озона на приземную температуру мало, поскольку в конце XX в. уменьшение стратосферного озона должно приводить к понижению температуры приземного воздуха [Ramanatan et al., 1976; Foster, Shine, 1997], в то время как увеличение тропосферного озона (в связи с антропогенными выбросами в результате реакций с участием CO , NO_x , неметановых гидроуглеродных соединений, CH_4 и др.) оказывает обратный эффект на радиационный баланс Земли [Wang et al., 1993; Gauss et al., 2006]. Общее увеличение тропосферного озона для Северного полушария за последние 30 лет составило 36%. Детальные модельные расчеты современного и прогнозного уровня тропосферного озона представлены в работе [Jonson et al., 2001].

Ниже предлагается механизм воздействия нижнестратосферного озона на приземную температуру воздуха, который состоит из трех основных звеньев: 1) контроль над температурой

тропопаузы; 2) изменение влажности на уровне UTLS вследствие изменения температуры; 3) увеличение или уменьшение приповерхностной температуры за счет вариаций количества водяного пара на уровне UTLS, что влияет на отраженную длинноволновую радиацию. Ниже кратко остановимся на описании каждого из этих звеньев.

Влияние нижнестратосферного озона на температуру тропопаузы и термодинамическую устойчивость UTLS. Корреляцию между LSO_3 и температурой вблизи тропопаузы можно объяснить свойством озона интенсивно поглощать не только солнечную ультрафиолетовую радиацию (с длиной волны менее 400 нм), но и отраженное Землей длинноволновое излучение. Охлаждение нижней стратосферы в период сильного уменьшения O_3 в 1990-е годы отмечалось многими авторами [Forster, Tourpali, 2001; Seidel, Randel, 2006; Randel et al., 2009]. Эта зависимость показана на рис. 8, где на основе данных реанализа ERA-40 приведено сравнение среднедесятилетних значений профилей O_3 и температуры на уровне UTLS для 1970-х и 1990-х годов. Очевидно, что истощение озонового слоя после 1970-х годов сопровождается охлаждением нижних слоев стратосферы.

Ярким примером термодинамически активной примеси, оказывающей большое влияние на многие процессы в атмосфере, является во-

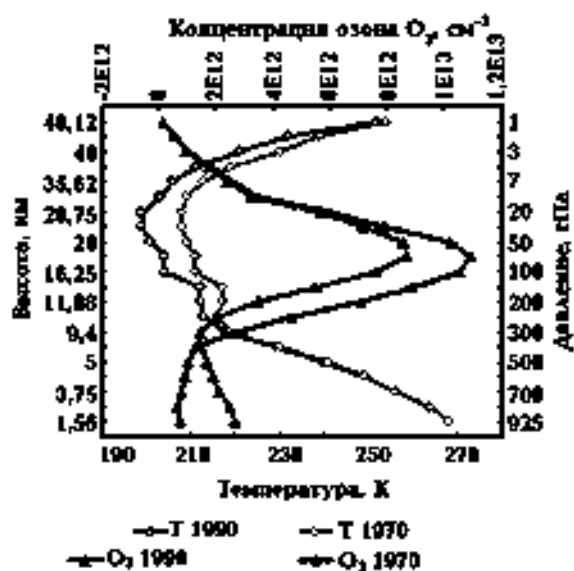


Рис. 8. Сравнение среднедесятилетних значений O_3 (треугольники) и температуры (окружности) вдоль высотного профиля по данным реанализа ERA-40 для 70° с. ш. и Гринвичского меридиана в 1970-х (светлые линии) и 1990-х (темные линии) годах.

да. Водяной пар вносит ощутимый вклад в плотность воздуха и стратификацию атмосферы, влияет на потоки коротко- и длинноволнового излучения и обуславливает парниковый эффект.

Также известно, что изменение температуры тропопаузы влияет на плотность водяного пара в нижней стратосфере [Mote et al., 1996]. Кроме того, модельные эксперименты показали [Spencer, Braswell, 1997], что даже небольшие изменения в количестве водяного пара на этом уровне приводят к нелинейным изменениям в радиационном балансе атмосферы. Измерения подтвердили [Inamdar et al., 2004], что основной вклад в парниковый эффект вносит водяной пар на уровне UTLS. Таким образом, следующим звеном в нашей цепи является анализ взаимодействия температуры и влажности в UTLS слое.

В соответствии с современными представлениями [IPCC, 2007], отклик климатических систем на повышение поверхностной температуры воздуха (инициированной повышением концентрации CO₂ и других парниковых газов) и количество водяного пара в атмосфере происходит не только в нижней и средней, но и в верхней тропосфере. Чтобы дать оценку таким предположениям мы сравнили высотный профиль удельной влажности насыщенного влажного воздуха, измеренной в заливе Терра Нова (Антарктика) [Tomasi et al., 2004], с модельным профилем, рассчитанным по формуле

$$q_s = 0,62198 p_{ws} / (p_a - p_{ws}), \quad (5)$$

где p_{ws} — давление насыщения водяного пара, p_a — атмосферное давление, гПа. Для расчета давления насыщения водяного пара (над поверхностью льда) использована рекомендованная WMO формула Гоффа—Грэтча:

$$\begin{aligned} \lg(p_{ws}) = & -9,09685 \left(\frac{T_t}{T} - 1 \right) - \\ & - 3,56654 \lg \left(\frac{T_t}{T} \right) + 0,87682 \left(1 - \frac{T}{T_t} \right) + \\ & + 0,78614 + 2,0 \end{aligned} \quad (6)$$

для температурного интервала $173 \text{ K} < T < 273,15 \text{ K}$; $T_t = 273,16 \text{ K}$ — температура тройной точки воды; T — измеренная температура вдоль высотного профиля в заливе Терра Нова.

Для оценки чувствительности этих формул к вариациям температуры расчеты повторили,

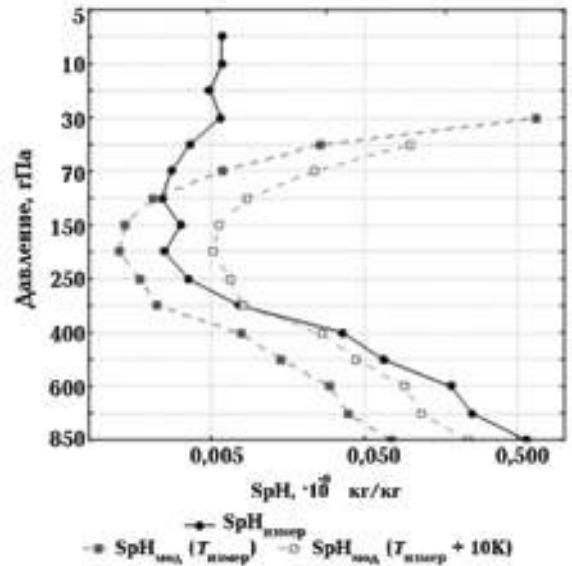


Рис. 9. Сравнение измеренного в заливе Терра Нова, Антарктика профиля [Tomasi et al., 2004] (сплошная линия с залитыми точками) и модельных профилей удельной влажности SpH. Пунктирная линия с залитыми символами обозначает профиль SpH, рассчитанный по измеренным температурам с применением формул 5 и 6, пунктирная линия с полыми символами — расчет по тому же профилю при увеличении температуры на 10 К.

увеличив температуру вдоль профиля на 10 К. Результаты расчетов вместе с данными измерений SpH приведены на рис. 9. Видно, что закономерности изменения удельной влажности от температуры и давления согласуются с наблюдаемыми значениями только до высот порядка 200 гПа, т. е. ниже высоты тропопаузы на этих широтах. Выше этого уровня модельные значения SpH начинают резко возрастать, и уже при давлении 100 гПа видно полное несоответствие рассчитанных и модельных значений. Также из рис. 9 следует, что повышение температуры тропосферы на 10 К приводит к квазилинейному возрастанию модельных значений SpH до уровня около 300 гПа. На более высоких уровнях видна уже нелинейная зависимость. Поскольку радиационный баланс Земли определяется количеством водяного пара именно на этих высотах, то проблема расхождения между измеренными и смоделированными значениями SpH заслуживает особого внимания.

Данные измерений показывают [Randel et al., 2001], что на высотах около 100 гПа в зимний период в средних и высоких широтах очень сухо. Здесь отраженная длинноволновая ради-

ация должна быть очень зависима даже от незначительных колебаний количества водяного пара [Lindzen, 1990; Spencer, Braswell, 1997].

Насыщение водяного пара на уровне UTLS определяется влажноадиабатическим градиентом, который, в соответствии с данными Американского метеорологического общества (<http://www.ametsoc.org/>), рассчитывается по формуле

$$\Gamma_w = g \frac{1 + \frac{H_v r_v}{R_{sd} T}}{c_{pd} + \frac{H_v^2 \epsilon r_v}{R_{sd} T^2}}, \quad (7)$$

где Γ_w — влажноадиабатический градиент, $\text{K} \cdot \text{m}^{-1}$; g — ускорение свободного падения ($9,8076 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$); H_v — теплота парообразования ($2,501 \cdot 10^6 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1}$); r_v — влагосодержание воздуха, $\text{кг} \cdot \text{кг}^{-1}$; R_{sd} — удельная газовая постоянная сухого воздуха ($287 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); $\epsilon = 0,622$; T — температура насыщенного воздуха, K ; c_{pd} — удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении, $\text{Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

Уравнение (7) определяет взаимосвязь между влажноадиабатическим градиентом, температурой и влажностью воздуха. Чтобы оценить последствия изменения температуры на уровне UTLS, были выполнены некоторые численные расчеты [Kilifarska, 2012 b]. На первом этапе была оценена чувствительность Γ_w к вариациям температуры. Для этой цели были рассчитаны высотные профили влажноадиабатического градиента температуры в интервале 400—30 гПа при увеличении или уменьшении температуры вдоль высотного профиля на 10 К (рис. 10, правая сторона) в районе залива Терра Нова (Антарктика), где наиболее ожидаемы изменения температуры в связи с вариациями озона. Вычисления были сделаны при постоянном соотношении смешивания водяного пара. Результаты показали, что охлаждение области UTLS снижает влажноадиабатический градиент, а нагрев его повышает.

На втором этапе оценивалась чувствительность SpH к изменениям температуры и, соответственно, влажноадиабатического градиента Γ_w . Рассчитанные профили также приведены на рис. 10 (слева). Здесь видна обратная зависимость между SpH и Γ_w — повышение температуры на уровне UTLS уменьшает количество водяного пара (за счет повышения Γ_w), что препятствует его распространению

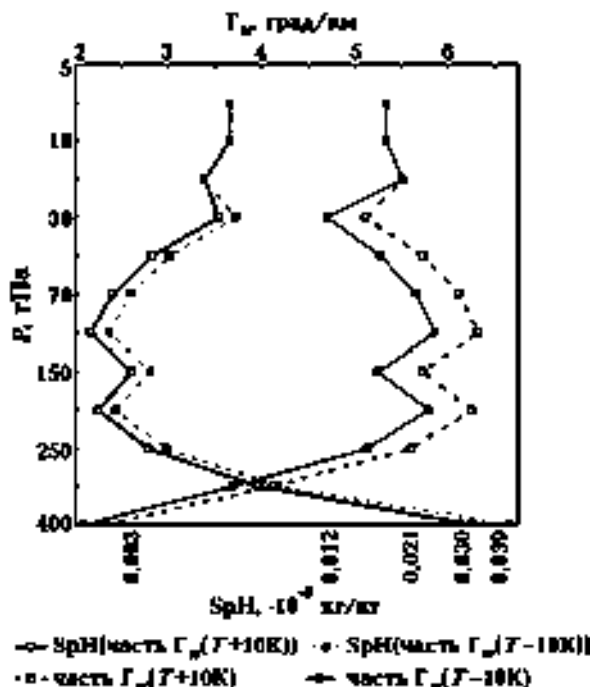


Рис. 10. Справа — профили влажноадиабатического градиента Γ_w , рассчитанные при снижении (сплошная линия с черными квадратами) или увеличении (пунктирная линия с белыми квадратами) температуры на 10 К вдоль высотного профиля залива Терра Нова [Tomasi et al., 2004]. Слева — расчет удельной влажности SpH в связи с повышением температуры и Γ_w (пунктирная линия с полыми квадратами) и их понижением (пунктирная линия с черными квадратами).

вверх. При охлаждении на уровне UTLS происходит повышение удельной влажности в связи с уменьшением Γ_w , что благоприятствует распространению паров H_2O вверх. Этот результат не соответствует климатическим моделям, которые предполагают повышение удельной влажности во всей тропосфере в результате глобального повышения поверхностной температуры Земли.

На третьем этапе была оценена зависимость Γ_w от изменения SpH . Был рассчитан высотный профиль влажноадиабатического градиента в предположении увеличения/снижения SpH на 20%. На рис. 11 профиль исходного (стандартного) Γ_w представлен в сравнении с профилями Γ_w , соответствующими повышенному/пониженному на 15 К измеренному профилю температуры и профилю пониженной/повышенной на 20% удельной влажности. Хорошо видно, что понижение температуры или повышение SpH приводит к понижению Γ_w (рис. 11, б), а повышение температуры или понижение влажности — к увеличению Γ_w (рис. 11, а). Учет обо-

их факторов усиливает изменения Γ_w . Например, если учесть, что понижение температуры приводит к увлажнению UTLS и посчитать Γ_w для $T \approx 15$ К и $SpH + 20\%$, то значения Γ_w вдоль профиля будут ниже, чем при учете только температуры.

Таким образом, осуществляется непрерывная взаимосвязь между температурой, влажноадиабатическим градиентом и удельной влажностью в области UTLS. Снижение температуры в этой области уменьшает Γ_w , что позволяет большему количеству водяного пара распространяться вверх. Увеличение удельной влажности дополнительно уменьшает Γ_w , усиливая эффект, вызванный выхолаживанием тропопаузы.

Считается, что водяной пар в свободной атмосфере вносит основной вклад в парниковый эффект на нашей планете [IPCC, 2007; Schmidt et al., 2010]. Постулированное увеличение концентрации водяного пара (в результате глобального потепления) рассматривается в моделях как эффект обратной связи. Другими словами, водяной пар является не причиной парникового эффекта, а откликом климатической системы на потепление, вызванное увеличением антропогенных "парниковых" газов CO_2 , CH_4 , N_2O и др. Однако водяной пар в нижней тропосфере (где повышение температуры Земли сказывается в наибольшей степени на удельной влажности) вносит незначительный вклад в радиационный баланс Земли [IPCC, 2007]. Фактически, парниковый эффект определяет-

ся прежде всего влажностью вблизи тропопаузы [Spencer, Braswell, 1997; Inamdar, 2004]. Следовательно, у предположения, что вся тропосфера становится более теплой в результате антропогенного потепления, нет ни теоретического, ни экспериментального обоснования. Более того, измерения показывают, что на уровне UTLS на протяжении 1979—2007 гг. происходило охлаждение, а не потепление (см. например, [Randel et al., 2009]).

В нашей концепции противоречия между основополагающими моделями и экспериментальными измерениями вполне решаемы, поскольку количество водяного пара на уровне UTLS определяется взаимодействием между влажноадиабатическим градиентом, температурой и влажностью. Это разрешает проблему увлажнения UTLS области, когда ее температура понижается.

Представленные выше расчеты подтверждают предположение, что изменчивость озона на уровне UTLS, приводящая к длительному охлаждению (либо нагреванию) нижних слоев стратосферы (см. рис. 8), может непосредственно влиять на изменение влажности на наиболее чувствительных к длинноволновой отраженной радиации высотах, т. е. вблизи тропопаузы (см. рис. 9—11), и приводить к изменению радиационного баланса Земли.

6. Геомагнитное поле — климат: причинно-следственные связи в изменении некоторых атмосферных параметров. Чтобы проверить предложенный выше механизм воздей-

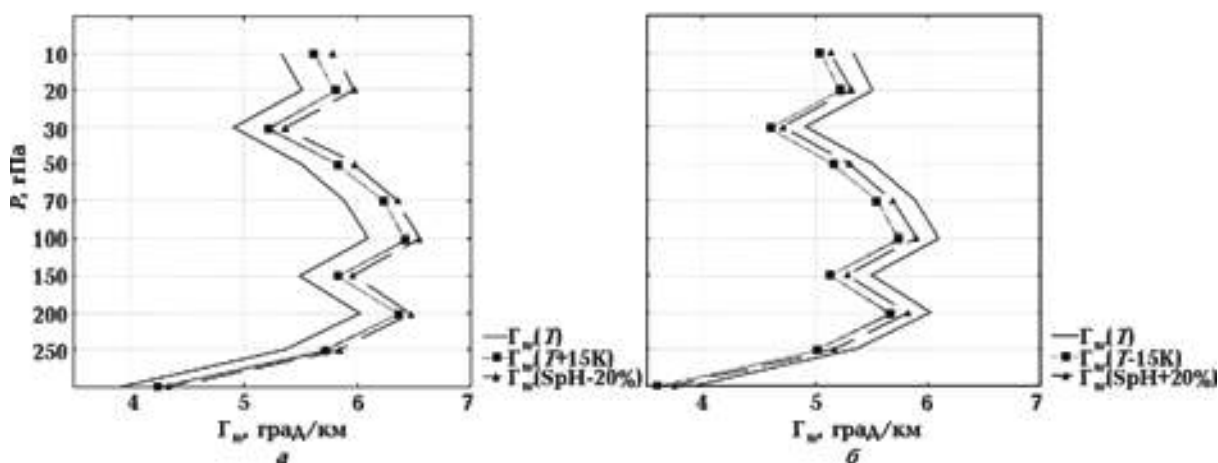


Рис. 11. Зависимость влажноадиабатического градиента Γ_w от температуры и влажности: сплошная линия соответствует стандартному Γ_w (рассчитанному по наблюдаемым значениям T и SpH для залива Тера Нова); точечная линия с черными квадратами — Γ_w , рассчитанный с повышенным на 15 К (а) или пониженным на 15 К (б) профилем температуры; пунктир с треугольниками соответствует Γ_w , рассчитанному с пониженной на 20 % (а) или повышенной на 20 % (б) удельной влажностью.

ствия ГКЛ (через модуляцию геомагнитным полем) на озон, температуру, влажность на уровне UTLS и их гипотетическую связь с приземной температурой воздуха, рассмотрим данные объединенных реанализов ERA-40 и ERA Interim, сравнивая их с данными инструмента TOMS по TOZ за последние 30 лет. На рис. 4–6 показано, что изменения озона в нижней стратосфере, а также изменения TOZ, статистически значимо связаны с вариациями геомагнитного поля и интенсивностью ГКЛ. Далее мы приведем дополнительные свидетельства в пользу воздействия геомагнитного поля на озон и климат.

В разделе 3 (см. таблицу) самые высокие значения коэффициентов нелинейной регрессии были получены при сравнении временных рядов вариаций приземной температуры воздуха

и общего содержания озона (по данным станции Ароса, Швейцария). На рис. 12, а показано сравнение пространственного распределения тридцатилетних средних значений TOZ по данным TOMS и приземной температуры воздуха по данным ERA реанализов для зимнего времени. Очевидно, что оба максимума общего содержания озона (в Северной Америке и Восточной Азии) хорошо совпадают с минимумами зимней приземной температуры воздуха (см. рис. 2). В то же время язык теплого воздуха над Атлантикой соответствует минимальным значениям озона. Напомним, что наибольший вклад в TOZ вносит нижнестратосферный O_3 [Wirth, 1993].

Пространственное распределение статистически значимых на уровне 95 % коэффициентов корреляции между двумя полями (TOZ

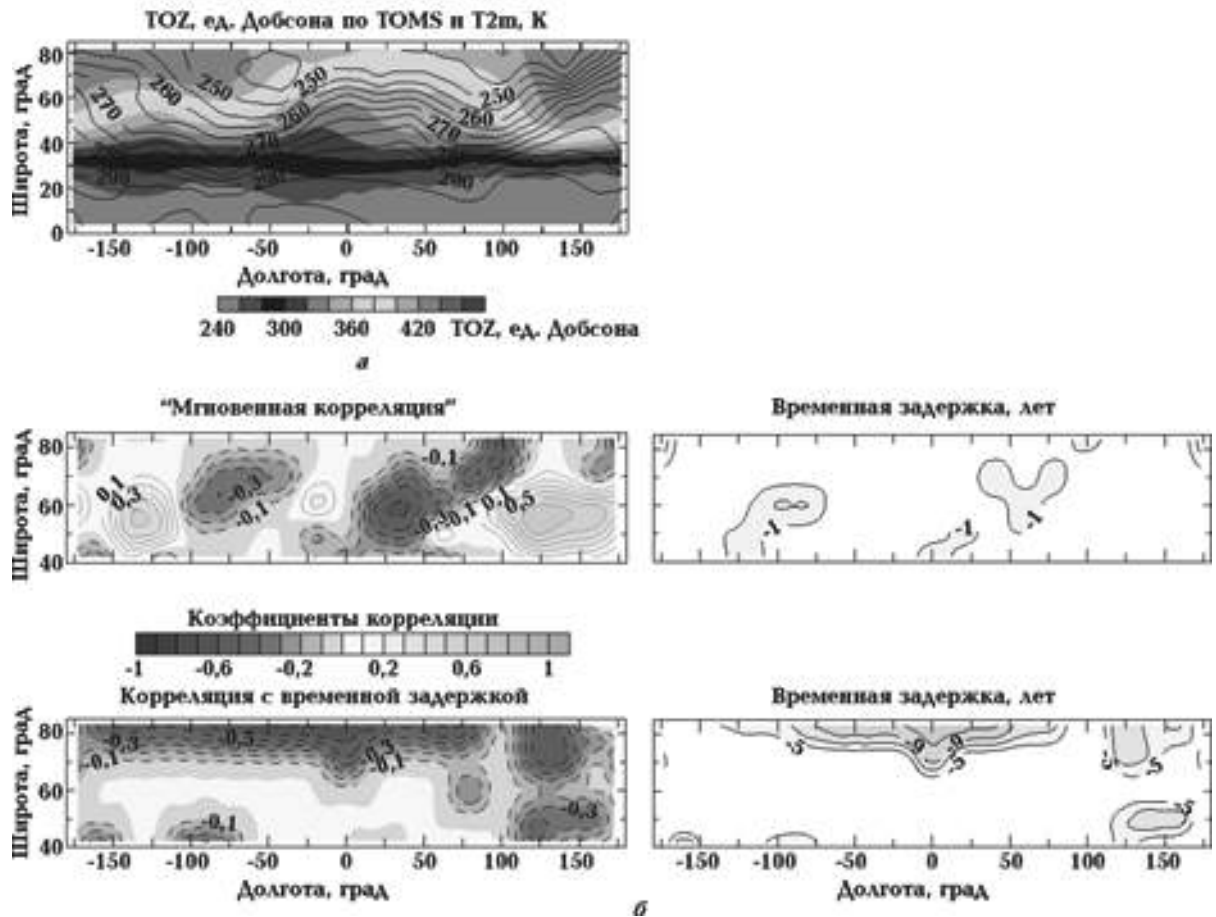


Рис. 12. Распределение 30-летнего среднего значения общего содержания озона TOZ (фоновая заливка) по TOMS, и приземной температуры воздуха T2m (контурные линии) по данным ERA реанализов для зимнего времени в Северном полушарии для 1980—2010 гг. Секторы с высокой плотностью озона соответствуют регионам с пониженной зимней температурой (а). Пространственное распределение статистически значимых на уровне 95 % коэффициентов корреляции между средними зимними значениями TOZ по TOMS и приземной температуры воздуха: сверху — отклик T2m на TOZ с задержкой менее чем на 5 лет (слева) и время задержки в годах (справа); внизу — задержка отклика температуры более чем на 5 лет, время задержки (в годах) приведено справа внизу (б).

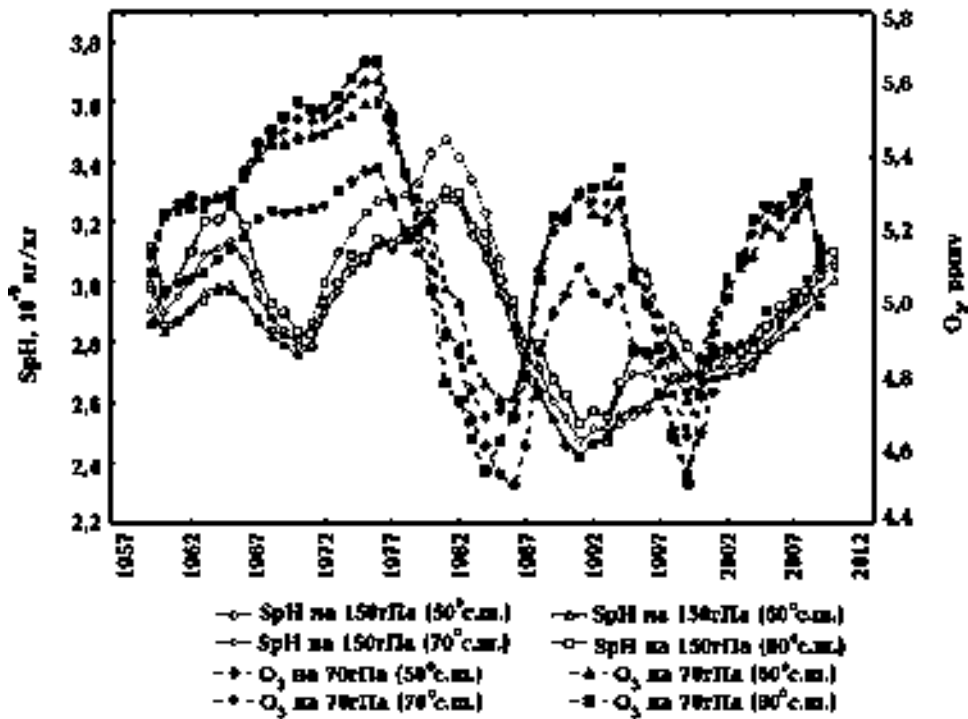


Рис. 13. Временные ряды зонально усредненных значений зимнего озона O_3 на уровне 70 гПа и удельной влажности SpH на уровне 150 гПа для четырех широтных зон. Периоды повышенного содержания O_3 сопровождаются низкой плотностью водяного пара.

и приземной температуры T2m) приведены на рис. 12, б. Отклик T2m на вариации TOZ проявляется на двух временных шкалах — быстрой (с задержкой не более чем 5 лет) и с замедленной реакцией (более 5 лет). Быстрый отклик T2m на распределение в пространстве максимума озона характеризуется двумя четко определенными зонами повышенных температур — по всей Северной Америке и Восточной Азии (рис. 12, б, верхняя панель). Однако замедленный отклик определенно показывает отрицательные корреляции в полярных регионах (рис. 12, б, нижняя панель).

Проведенные численные эксперименты, описанные в разделе 5, показывают, что разрушение озонового слоя и, соответственно, охлаждение нижней стратосферы должно сопровождаться повышением влажности в области UTLS. Анализ зонально усредненных временных рядов зимнего озона на уровне 70 гПа и SpH на уровне 150 гПа за 50 лет (сглаживание выполнено по пяти точкам) показывает их изменение в противофазе (рис. 13).

Кроме синхронности в изменениях среднемесячных значений O_3 и SpH можно выделить средний период их изменчивости, который составляет 18—20 лет. Подобный период выде-

ляется и в изменениях приземной температуры воздуха (см., например, [Miyahara, 2008]).

Отраженное от поверхности Земли длинноволновое излучение чрезвычайно чувствительно к небольшим колебаниям влажности в сухой тропической верхней тропосфере [Spencer, Braswell, 1997]. Как уже отмечалось в разделе 5, измерения в средних и высоких широтах Северного полушария показывают, что высоты на уровне 100—150 гПа являются наиболее сухими в течение зимнего сезона [Randel et al., 2001]. Абсолютная величина и изменчивость общего содержания озона в зимнее время намного выше при движении от 40° с. ш. к полярной области, чем в субтропических и тропических широтах (см. рис. 12, а). Следовательно, можно ожидать, что в средних — высоких широтах даже небольшие колебания SpH, инициированные изменчивостью озона на уровне UTLS, могут оказать нелинейное воздействие на радиационный баланс Земли.

Были рассчитаны коэффициенты кросс-корреляции между SpH на уровне 150 гПа (наиболее сухой уровень зимой для средних и высоких широт) и приземной температуры воздуха T2m в каждом узле регулярной сетки 10° × 10° (см. предыдущие разделы) для зимних ме-

сяцев, периода 1957—2011 гг. Выбранные максимальные статистически значимые на уровне 95 % коэффициенты корреляции нанесены на карту (рис. 14, контуры, см. на с. 86). Для сравнения со средними аномалиями приземной температуры и влажности на уровне 150 гПа, на рис. 14 представлены также климатологические карты (за последние 50 лет) динамических аномалий температуры (рис. 14, а) и удельной влажности (рис. 14, б). Очевидно, что положительные аномалии температуры (и менее выражено для влажности) располагаются вокруг северного геомагнитного полюса. Коэффициенты корреляции также следуют этой закономерности. Время задержки отклика температуры на изменения удельной влажности варьирует между 10 и 24 годами, что находится в хорошем согласии с результатами [Halle-gatte et al., 2006], которые показали, что климат реагирует на повышении влажности позитивно (с ростом T) только на длинных временных шкалах. Наш анализ показал, что, действительно, реакция приземной температуры на повышение влажности на уровне 150 гПа (на временных шкалах ниже 9—10 лет) отрицательна по всему Северному полушарию.

Результаты, представленные на рис. 14, показывают, что предлагаемый механизм озон — водяной пар и его воздействие на приземную температуру является эффективным, во-первых, в районах с высокой плотностью и сильной изменчивостью нижнестратосферного O_3 (средние и высокие широты зимой) и, во-вторых, на длинных временных шкалах (более 10 лет).

Что касается сезонного влияния нижнестратосферного O_3 на климат — анализ показывает, что меридиональная изменчивость летних значений O_3 на уровне UTLS и приповерхностной температуры воздуха значительно меньше. Это означает, что в течение летнего сезона эффективность воздействия нижнестратосферного O_3 намного меньше. Вероятно, это связано с сезонным циклом степени ионизации нижней стратосферы ГКЛ [Forbush, 1960]. Этот цикл проявляется в повышении уровня летнего максимума ионизации под воздействием ГКЛ вследствие поднятия нижней более плотной атмосферы на большие высоты. Последнее приводит к увеличению числа соударений между ГКЛ и молекулами атмосферы и, соответственно, к поднятию уровня их максимального поглощения. В результате плотность озона вблизи тропопаузы уменьшается и его влияние на температуру и удельную влажность тропопаузы ослабевает. Поднятие пика полярного стратосфер-

ного O_3 хорошо иллюстрируется, например, в работе [Werner et al., 2011].

Выводы. Воздействие геомагнитного поля на климат в последнее время широко дискутируется. Вопрос достаточно спорный, поскольку есть много данных, свидетельствующих как в пользу, так и против таких связей. Основными проблемами являются как установление достоверных корреляционных связей, так и возможный механизм такого воздействия. В первой части статьи [Бахмутов и др., 2014] было продемонстрировано совпадение местоположения основных структур геомагнитного поля, барического поля и поля температур в Северном полушарии. Учитывая методику, по которой был получен и обработан фактический материал, трудно представить, что такое совпадение случайно.

Однако корреляция разных параметров сама по себе не достаточна, чтобы продемонстрировать причинно-следственные связи. В первую очередь здесь необходимо установление физического механизма, с помощью которого МПЗ может влиять на пространственное распределение и вариации приземной температуры. В нашем исследовании предложен механизм, который демонстрирует причинно-следственную цепочку взаимодействий между различными атмосферными параметрами и геомагнитным полем.

Процесс начинается с геомагнитной модуляции энергичных частиц ГКЛ, проникающих в атмосферу Земли. На уровне их максимального поглощения (максимум Пфотцера) эти частицы ионизируют и возбуждают составляющие атмосферы, инициируя ионно-молекулярные реакции производства озона. Вариации плотности озона вблизи тропопаузы влияют на температуру области UTLS вследствие высокой поглощающей способности O_3 . Чем выше здесь температура, тем выше влажноадиабатический градиент температуры и тем более "сухим" становится этот слой (так как уменьшается его удельная влажность). И наоборот, охлаждение области UTLS снижает влажноадиабатический градиент и позволяет водяному пару легче распространяться вверх. Эти небольшие колебания влажности в области UTLS зимой (в районах к северу от 40° с. ш.) влияют на радиационный баланс планеты через отраженное от Земли длинноволновое излучение и, как следствие, на приземную температуру воздуха.

Безусловно, приведенный механизм требует дальнейшего тестирования и не претендует на объяснение всех возможных причинно-след-

ственных связей и региональных особенностей. Следует подчеркнуть, что полученные результаты справедливы для зимнего времени, когда атмосфера более устойчива. Связь климата с геомагнитным полем представляется впол-

не реальной. Это необходимо учитывать в долгосрочных климатических моделях как один из контролирующих климат факторов.

Работа выполнена в рамках проекта BlackSea HazNet FP7 (PIRSSES-GA-2009-246874).

ПРИЛОЖЕНИЕ

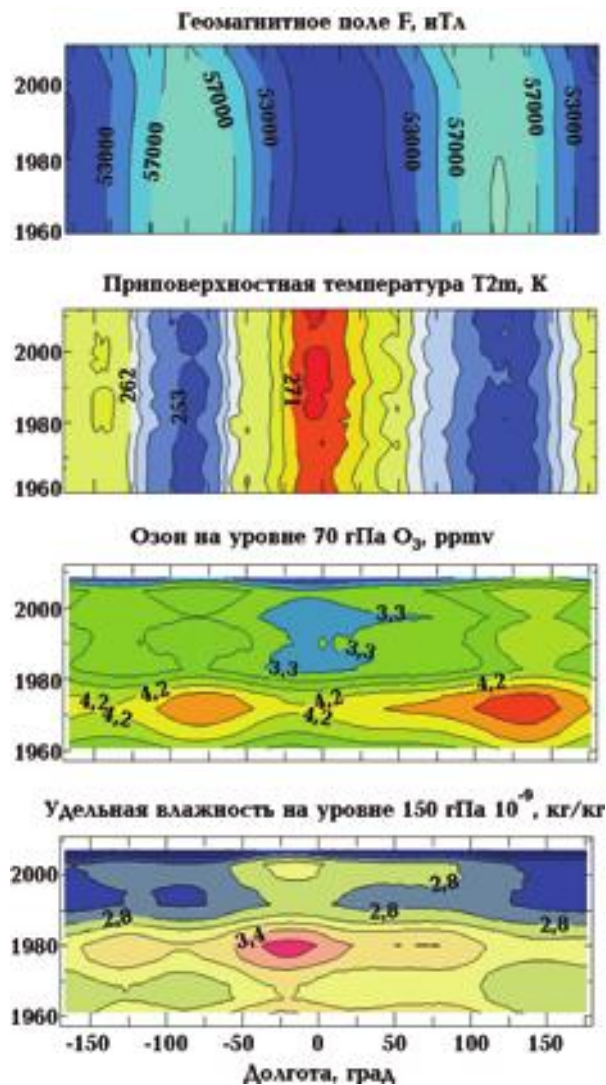


Рис. 1. Пространственно-временное распределение усредненных значений F , T_{2m} , O_3 , SpH в диапазоне широт $40-70^\circ$ с. ш. за период 1957—2011 гг.

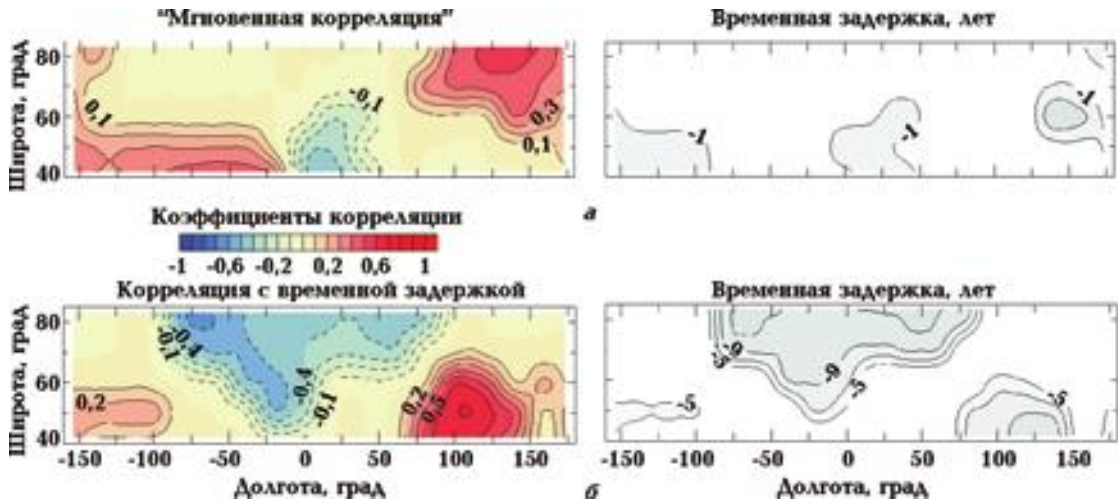


Рис. 4. Статистически значимые на уровне 95% коэффициенты корреляции озона на уровне 70 гПа и модуля полного вектора геомагнитного поля, рассчитанные за период 1957—2011 гг. Два временных масштаба задержки отклика озона на изменения геомагнитного поля представлены отдельно. Правая панель показывает время задержки реакции O_3 в годах.

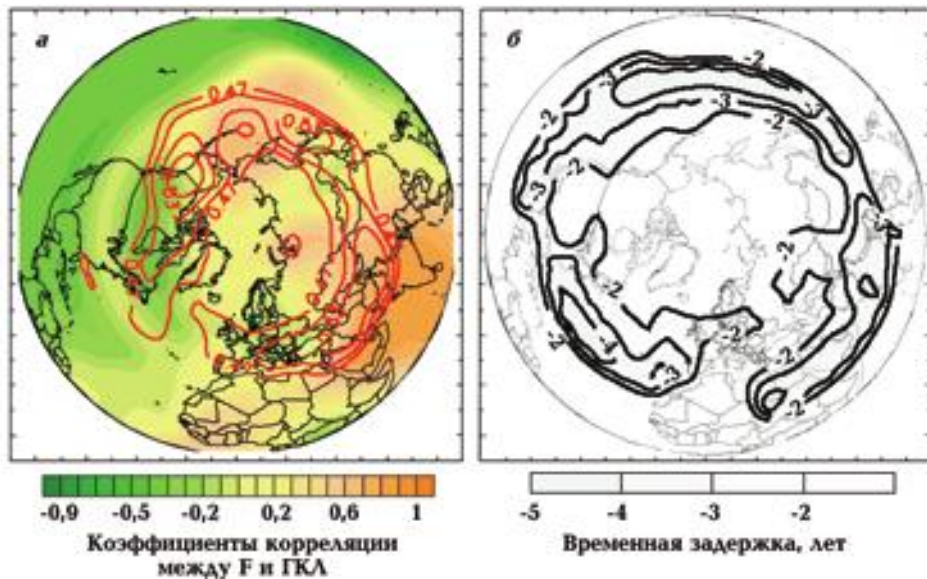


Рис. 5. Пространственное распределение статистически значимых коэффициентов корреляции между ГКЛ и общим содержанием озона TOZ (контуры) для Северного полушария (а). Фоновой заливкой представлены коэффициенты корреляции между модулем полного вектора геомагнитного поля F и ГКЛ. Временная задержка реакции TOZ на ГКЛ в годах (б). Данные TOZ и ГКЛ усреднены за период 1957—2012 гг. для зимних месяцев.

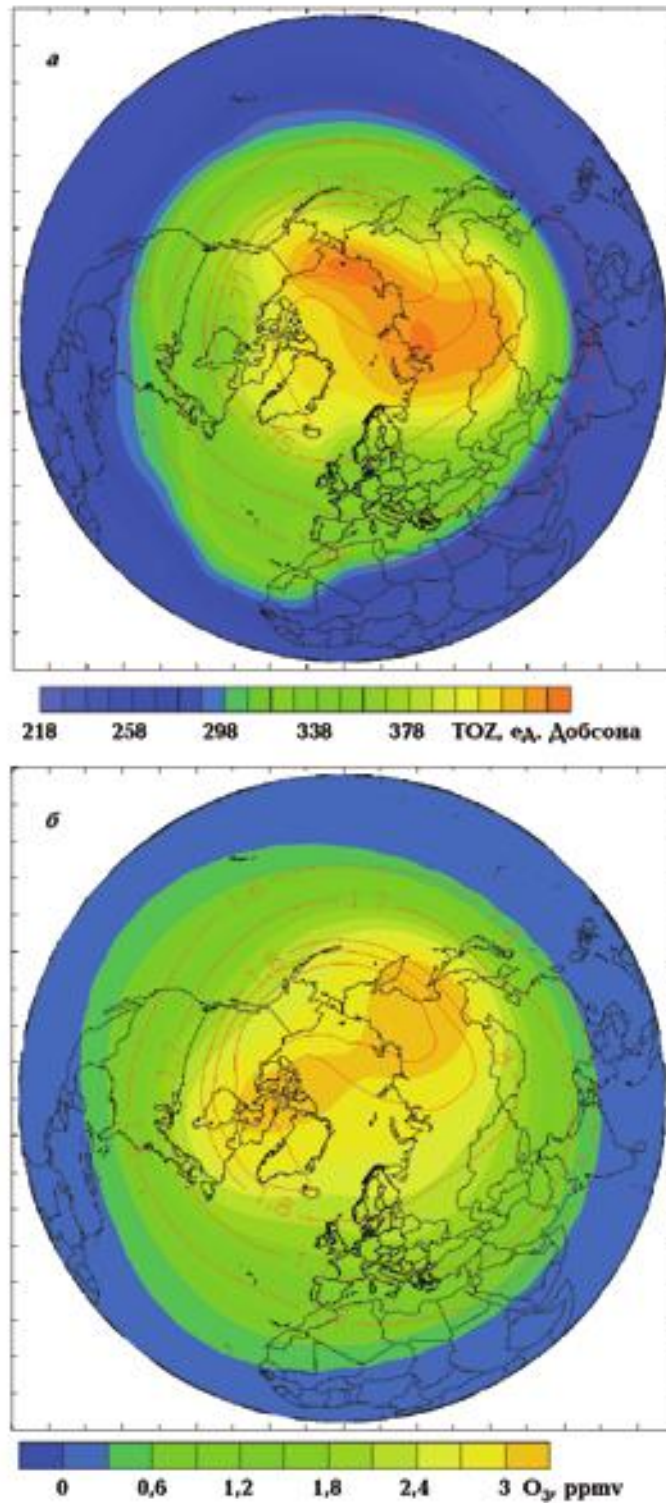


Рис. 7. Сравнение рассчитанных значений озона в нижних слоях стратосферы, производимого при автокаталитическом цикле (приведено контурами в ед. ppmv) с измеренными значениями общего содержания озона TOZ по данным инструмента TOMS (фоновая заливка в ед. Добсона) за период 1980—2010 гг. (а) и средняя за 50 лет величина соотношения смешивания O_3 на уровне 70 гПа, полученная по данным реанализов ERA-40 и ERA Interim (б).

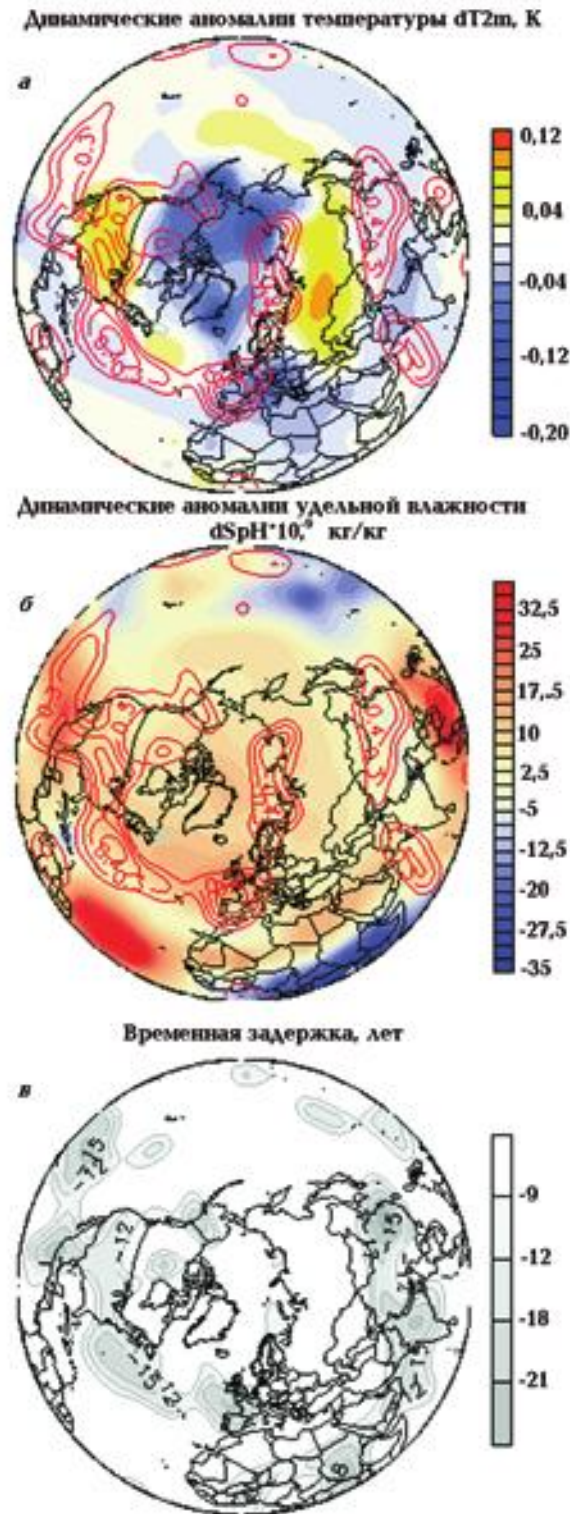


Рис. 14. Пространственное распределение статистически значимых на уровне 95 % коэффициентов корреляции между SpH на уровне 150 гПа и T_{2m} (контуры). Фоновым цветом приведены средние 50-летние значения динамических аномалий приповерхностной температуры dT_{2m} (*а*) и удельной влажности $dSpH$ (*б*) по данным ERA реанализов; время задержки отклика температуры на изменения удельной влажности (*в*).

Список литературы

- Бахмутов В. Г., Мартазинова В. Ф., Иванова Е. К., Мельник Г. В. Изменения главного магнитного поля и климата в XX веке. *Доп. НАН України*. 2011. № 7. С. 90—94.
- Бахмутов В., Мартазинова В., Кулифарска Н., Мельник Г., Иванова Е. Связь изменений климата с геомагнитным полем. 1. Пространственно-временная структура магнитного поля Земли и климата в XX веке. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 81—104.
- Виноградов П. С., Ларин И. К., Поройкова А. И., Тальрозе В. Л. К вопросу о механизме воздействия космических лучей на озоносферу Земли. *Современное состояние исследований озоносферы в СССР: Тр. Всесоюз. совещания по озону*. Москва: Гидрометеиздат, 1980. С. 123—130.
- Криволицкий А. А., Репнев А. И. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. Москва: ГЕОС, 2009. 384 с.
- Криволицкий А. А., Репнев А. И. Воздействие космических энергичных частиц на атмосферу Земли (обзор). *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2012. Т. 52. № 6. С. 723—754.
- Кузнецова Н. Д., Кузнецов В. В. Влияние космического излучения и вековых вариаций геомагнитного поля на эволюцию жизни. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2012. № 2. С. 11—18.
- Ларин И. К., Тальрозе В. Л. Условия и возможный масштаб влияния заряженных частиц на гибель озона в стратосфере. *Докл. АН СССР*. 1977. Т. 233. № 3. С. 410—413.
- Логинов В. Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. Минск: ТетраСистемс, 2008. 496 с.
- Марков М. Н., Мустель Е. П. Пространственно-временные эффекты солнечно-земных связей в тропосфере и термосфере. *Астроном. журн.* 1983. Т. 60. С. 417—421.
- Ракобольская И. В. Ядерная физика. Москва: Изд-во Москов. ун-та, 1971. 296 с.
- Banks P. M., Kockarts G., 1973. *Aeronomy*. Part A. New York; London: Acad. Press., 430 p.
- Bazilevskaya G. A., Usoskin I. G., Flüickiger E. O., Harrison R. G., Desorgher L., Büitikofer R., Krainev M. B., Makhmutov V. S., Stozhkov Y. I., Svirzhevskaya A. K., Svirzhevsky N. S., Kovaltsov G. A., 2008. Cosmic Ray Induced Ion Production in the Atmosphere. *Space Sci. Rev.* 137, 149—173.
- Brasseur G., Solomon S., 2005. *Aeronomy of the middle stratosphere: chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere*. Dordrecht, Netherlands: Springer, 644 p.
- Cacace F., de Petris G., Rosi M., Troiani A., 2002. Formation of O_3^+ upon ionization of O_2 : The role of isomeric O_4^+ complexes. *Chem. Eur. J.* 8, 3653—3659.
- Cacace F., de Petris G., Troiani A., 2001. Experimental detection of tetraoxygen. *Angew. Chem. Int.* 40, 4062—4065.
- de Petris G., 2003. Atmospherically relevant ion chemistry of ozone and its cation. *Mass Spectrom. Rev.* 22, 251—271.
- Forbush S. E., 1960. Time variations of cosmic rays. *AGU Spec. Publ. by ed. Van Allen* 37, 323—411.
- Forster P. M., Shine K., 1997. Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone changes. *J. Geophys. Res.* 102 (D9), 10841—10855.
- Forster P. M., Tourpali K., 2001. Effect of tropopause height changes on the calculation of ozone trends and their radiative forcing. *J. Geophys. Res.* 106 (D), 12241—12251.
- Gauss M., Myhre G., Isaksen I. S. A., Grewe V., Pitari G., Wild O., Collins W. J., Dentener F. J., Ellingsen K., Gohar L. K., Hauglustaine D. A., Iachetti D., Lamarque F., Mancini E., Mickley L. J., Prather M. J., Pyle J. A., Sanderson M. G., Shine K. P., Stevenson D. S., Sudo K., Szopa S., Zeng G., 2006. Radiative forcing since preindustrial times due to ozone change in the troposphere and the lower stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 575—599.
- Glassmeier K.-H., Neuhaus A., Vogt J., 2002. *Space Climatology*. Invited presentation. Alpach Summer School.
- Hallegatte S., Lahellec A., Grandpeix J. Y., 2006. An Elicitation of the Dynamic. *J. Atmos. Sci.* 63, 1878—1894.
- Inamdar A. K., Ramanathan V., Loeb N. G., 2004. Satellite observations of the water vapor greenhouse

- use effect and column longwave cooling rates: Relative roles of the continuum and vibration-rotation to pure rotation bands. *J. Geophys. Res.* 109, D06104. doi:10.1029/2003JD003980.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.
- Itikawa Y., 2006. Cross Sections for Electron Collisions with Nitrogen Molecules. *J. Phys. Chem. Ref. Data.* 35 (1), 31—53.
- Jackman C.H., Frederick J.E., Stolarski R.S., 1980. Production of Odd Nitrogen in the Stratosphere and Mesosphere: An Inter-comparison of Source Strengths. *J. Geophys. Res.* 85 (C12), 7495—7505.
- Jonson J.E., Sudnet J. K., Tarrason L., 2001. Model calculations of present and future levels of ozone and ozone precursors with a global and regional model. *Atmospheric Environment* 35, 525—537.
- Kilifarska N.A., 2013. An Autocatalytic Cycle for Ozone Production in the Lower Stratosphere Initiated by Galactic Cosmic Rays. *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences* 66 (2), 243—252.
- Kilifarska N.A., 2012 a. Climate sensitivity to the lower stratospheric ozone variations. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 90—91, 9—14.
- Kilifarska N.A., 2012 b. Mechanism of lower stratospheric ozone influence on climate. *Int. Rev. Phys.* 6 (3), 279—289.
- Kilifarska N.A., 2012 c. Ozone as a mediator of galactic cosmic rays' influence on climate. *Sun and Geosphere* 7 (1), 97—102.
- Kirkby J., 2007. Cosmic rays and climate. *Surv. Geophys.* 28, 333—375. doi: 10.1007/s10712-008-9030-6.
- Kovaltsov G.A., Usoskin I.G., 2007. Regional cosmic ray induced ionization and geomagnetic field changes. *Adv. Geosci.* 13, 31—35.
- Lantos P., 2005. Predictions of galactic cosmic ray intensity deduced from that of sunspot number. *Solar Physic* 229, 373—385.
- Lindzen R.S., 1990. Some coolness concerning global warming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 71, 288—299.
- McCracken K.G., Beer J., 2007. Long-term changes in the cosmic ray intensity at Earth, 1428—2005. *J. Geophys. Res.* 112, A10101. doi:10.1029/2006JA012117.
- Mende W., Stellmacher R., 2000. Solar variability and the search for corresponding climate signals. *Space Sci. Rev.* 94, 295—306.
- Mikšovský J., Raidl A., 2005. Testing for nonlinearity in European climatic time series by the method of surrogate data. *Theor. Appl. Climatol.* 83, 21—33.
- Miyahara H., Yokoyama Y., Masuda K., 2008. Possible link between multi-decadal climate cycles and periodic reversals of solar magnetic field polarity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 290—295.
- Mote P.W., Rosenlof K.H., Holton J.R., Harwood R.S., Waters J.W., 1996. An atmospheric type recorder: The imprint of tropopause temperatures on stratospheric water vapour. *J. Geophys. Res.* 101, 3989—4006.
- Mursula K., Usoskin I.G., Kovaltsov G.A., 2003. Reconstructing the long-term cosmic ray intensity: linear relations do not work. *Ann. Geophys.* 21, 863—867.
- Oyama K.J., Schlegel K., 1984. Anomalous electron temperatures above the South American magnetic field anomaly. *Planet Space Sci.* 32, 1513—1522.
- Pinto O. Jr., Gonzalez W.D., Pinto I.R.C., Gonzalez I.L.C., Mendes Jr. O., 1992. The South Atlantic magnetic anomaly: three decades of research. *J. Atmos. Terr. Phys.* 54, 1129—1134.
- Porter H.S., Jackman C.H., Green A.E.S., 1976. Efficiencies for production of atomic nitrogen and oxygen by relativistic proton impact in air. *J. Chem. Phys.* 65, 154—167.
- Ramanathan V., Callis L.B., Boucher R.E., 1976. Sensitivity of surface temperature and Atmospheric ozone to perturbations in the Stratospheric ozone and Nitrogen dioxide. *J. Atmos. Sci.* 33, 1092—1112.
- Randel W.J., Shine K.P., Austin J., Barnett J., Claud C., Gillett N.P., Keckhut P., Langematz U., Lin R., Long C., Mears C., Miller A., Nash J., Seidel D.J.,

- Thompson D.W.J., Wu F., Yoden S., 2009. An update of observed stratospheric temperature trends. *J. Geophys. Res.* 114. D02107. doi:10.1029/2008JD010421.
- Randel W.J., Wu F., Gettelman A., Russell J.M., Zawodny J.M., Oltmans S.J., 2001. Seasonal variation of water vapor in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data. *J. Geophys. Res.* 106, 14,313—14,325.
- Rosen J.M., Hofmann D.J., 1981. Balloon-Borne Measurements of Electrical Conductivity, Mobility, and the Recombination Coefficient. *J. Geophys. Res.* 86 (C8), 7406—7410.
- Rozelot J.P., Pireaux S., Lefebvre S., Ajabshirizadeh A., 2004. The Sun asphericities: astrophysical relevance. Available on: arXiv:astro-ph0403 382 v3 (1 Apr 2004).
- Schmidt G.A., Ruedy R.A., Miller R.L., Lacis A.A., 2010. Attribution of the present-day total greenhouse effect. *J. Geophys. Res.* 115. D20106. doi:10.1029/2010JD014287.
- Seidel D.J., Randel W.J., 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. *J. Geophys. Res.* 111. D21101. doi:10.1029/2006JD007363.
- Shea M.A., Smart D.F., 2004. Preliminary study of cosmic rays, geomagnetic field changes and possible climate changes. *Adv. Space Res.* 34, 420—425.
- Slanger T.G., Jusinski L.E., Black G., Gadd G.E., 1988. A new laboratory source of ozone and its atmospheric implications. *Science* 241, 945—950.
- Spencer R.W., Braswell W.D., 1997. How Dry is the Tropical Free Troposphere? Implications for Global Warming Theory. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78 (6), 1097—1106.
- Stuber N., Sausen R., Ponater M., 2001. Stratosphere adjusted radiative forcing calculations in a comprehensive climate model. *Theor. Appl. Climatol.* 68, 125—135.
- Tomasi C., Cacciari A., Vitale V., Lupi A., Lanconelli C., Pellegrini A., Grigioni P., 2004. Mean vertical profiles of temperature and absolute humidity from a 12-year radiosounding data set at Terra Nova Bay (Antarctica). *Atmos. Res.* 71, 139—169.
- US Standard Atmosphere. US Government Printing Office, Washington, D. C., 1976.
- Usoskin I.G., Gladysheva O.G., Kovaltsov G.A., 2004. Cosmic ray-induced ionization in the atmosphere: spatial and temporal changes. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 66, 1791—1796.
- Usoskin I.G., Schussler M., Solanki S.K., Mursula K., 2005. Solar activity, cosmic rays, and Earth's temperature: A millennium-scale comparison. *J. Geophys. Res.* 110, A10102. doi:10.1029/2004JA010946.
- Van Allen J.A., 1959. The geomagnetically trapped corpuscular radiation. *J. Geophys. Res.* 64 (11), 1683—1689. doi:10.1029/JZ064i011p01683.
- Velinov P.I.Y., Mateev L., Kilifarska N., 2005. 3D model for cosmic ray planetary ionisation in the middle Atmosphere. *Ann. Geophys.* 23, 3043—3046.
- Wang W-Ch., Pinto J.P., Yunk Y.L., 1980. Climatic effect due to the halogenated compound in the Earth Atmosphere. *Atmos. Sci.* 37, 333—338.
- Wang W-Ch., Zhuang Y-Ch., Bojkov R., 1993. Climate implications of observed changes in ozone vertical distributions at middle and high latitudes of the Northern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.* 20 (15), 1567—1570.
- Werner R., Stebel K., Hansen H.G., Hoppe U.P., Gausa M., Kivi R., von der Gathen P., Orsolini Y., Kilifarska N., 2011. Study of the seasonal ozone variations at European high latitudes. *Adv. Space Res.* 47, 740—747.
- Wirth V., 1993. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature. *J. Geophys. Res.* 98, 8873—8882.
- World Meteorological Organization (WMO) Scientific Assessment of Ozone Depletion — 2006. Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50, Geneva, Switzerland.
- Yang X., Price J.M., Mack J.A., Morgan C.G., Rogaski C.A., McGuire D., Kim E.H., Wodtke A.M., 1993. Stimulated emission pumping studies of energy transfer in highly vibrationally excited molecules. *J. Phys. Chem.* 97, 3944—3955.
- Zhaunerchyk V., Geppert W.D., Österdahl F., Larson M., Thomas R.D., 2008. Dissociative recombination dynamics of the ozone cation. *Phys. Rev. A* 77. doi:10.1103/PhysRevA.77.022704.

Geomagnetic field and climate variability. 2. Probable mechanism

© N. A. Kilifarska, V. G. Bakmutov, G. V. Melnyk, 2015

In this study we show that correspondence of the main structures of geomagnetic field, near surface air temperature and surface pressure in the mid-latitudes, reported previously in the 1st part of the paper, has its physical foundation. The similar pattern, found in latitude-longitude distribution of the lower stratospheric ozone and specific humidity, allows us to close the chain of causal links, and to offer a mechanism through which geomagnetic field could influence on the Earth's climate. It starts with a geomagnetic modulation of galactic cosmic rays (GCR) and ozone production in the lower stratosphere through ion-molecular reactions initiated by GCR. The alteration of the near tropopause temperature (by O₃ variations at these levels) changes the amount of water vapour in the driest part of the upper troposphere/lower stratosphere (UTLS), influencing in such a way on the radiation balance of the planet. This forcing on the climatic parameters is non-uniformly distributed over the globe, due to the heterogeneous geomagnetic field controlling energetic particles entering the Earth's atmosphere.

Key words: main geomagnetic field, climate variability, galactic cosmic rays, ozone, troposphere.

References

- Bakmutov V. G., Martazinova V. F., Ivanova E. K., Melnik G. V., 2011. Changes of the main magnetic field and the climate in the XXth century. *Dopovidi NAN Ukrainy* (7), 90—94 (in Russian).
- Bakmutov V., Martazinova V., Kilifarska N., Melnik G., Ivanova E., 2014. Geomagnetic field and climate variability. 1. Spatial-temporal distribution of geomagnetic field and climatic parameters during XX century. *Geofizicheskiy zhurnal* 36 (1), 81—104 (in Russian).
- Vinogradov P. S., Larin I. K., Poroykova A. I., Tal'roze V. L., 1980. Mechanism of the effect of cosmic rays on the Earth's ozone layer. *The current state of research on ozone layer in the USSR: Proceedings of the All-Union meeting on the ozone*. Moscow: Gidrometeoizdat, 123—130 (in Russian).
- Krivolutskiy A. A., Repnev A. I., 2009. Cosmic influences on the ozonosphere of the Earth. Moscow: GEOS, 384 p. (in Russian).
- Krivolutsky A. A., Repnev A. I., 2012. Impact of space energetic particles on the Earth's atmosphere (review). *Geomagnetizm i aeronomiya* 52 (6), 723—754 (in Russian).
- Kuznetsova N. D., Kuznetsov V. V., 2012. Cosmic rays particles and geomagnetic field secular variations impact on the Earth life evolution. *Vestnik NESK FEB RAS* (2), 11—18 (in Russian).
- Larin I. K., Tal'roze V. L., 1977. Conditions and possible scale of influence of charged particles to the death of ozone in the stratosphere. *Doklady AN SSSR* 233 (3), 410—413 (in Russian).
- Loginov V. F., 2008. Global and regional of climate change: causes and aftermaths. Minsk: Tetra-Sistems, 496 p. (in Russian).
- Markov M. N., Mustel E. P., 1983. Spatial and temporal effects of solar-terrestrial relations in the troposphere and thermosphere. *Astronomicheskiy zhurnal* 60, 417—421 (in Russian).
- Rakobolskaya I. V., 1971. Nuclear Physics. Moscow: MSU Publ., 296 p. (in Russian).
- Banks P. M., Kockarts G., 1973. *Aeronomy*. Part A. New York; London: Acad. Press., 430 p.
- Bazilevskaya G. A., Usoskin I. G., Flüchiger E. O., Harrison R. G., Desorgher L., Büttikofer R., Krainev M. B., Bakmutov V. S., Stozhkov Y. I., Svirzhhevskaya A. K., Svirzhhevsky N. S., Kovaltsov G. A., 2008. Cosmic Ray Induced Ion Production in the Atmosphere. *Space Sci Rev.* 137, 149—173.
- Brasseur G., Solomon S., 2005. *Aeronomy of the middle stratosphere: chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere*. Dordrecht, Netherlands: Springer, 644 p.
- Cacace F., de Petris G., Rosi M., Troiani A., 2002. Formation of O₃⁺ upon ionization of O₂: The role of isomeric O₄⁺ complexes. *Chem. Eur. J.* 8, 3653—3659.
- Cacace F., de Petris G., Troiani A., 2001. Experimental detection of tetraoxygen. *Angew. Chem. Int.* 40, 4062—4065.
- de Petris G., 2003. Atmospherically relevant ion chemistry of ozone and its cation. *Mass Spectrom. Rev.* 22, 251—271.

- Forbush S.E., 1960. Time variations of cosmic rays. *AGU Spec. Publ. by ed. Van Allen* 37, 323—411.
- Forster P.M., Shine K., 1997. Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone changes. *J. Geophys. Res.* 102 (D9), 10841—10855.
- Forster P.M., Tourpali K., 2001. Effect of tropopause height changes on the calculation of ozone trends and their radiative forcing. *J. Geophys. Res.* 106 (D), 12241—12251.
- Gauss M., Myhre G., Isaksen I.S.A., Grewe V., Pitari G., Wild O., Collins W.J., Dentener F.J., Ellingsen K., Gohar L.K., Hauglustaine D.A., Iachetti D., Lamarque F., Mancini E., Mickley L.J., Prather M.J., Pyle J.A., Sanderson M.G., Shine K.P., Stevenson D.S., Sudo K., Szopa S., Zeng G., 2006. Radiative forcing since preindustrial times due to ozone change in the troposphere and the lower stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 575—599.
- Glassmeier K.-H., Neuhaus A., Vogt J., 2002. Space Climatology. Invited presentation. Alpach Summer School.
- Hallegatte S., Lahellec A., Grandpeix J.Y., 2006. An Elicitation of the Dynamic. *J. Atmos. Sci.* 63, 1878—1894.
- Inamdar A.K., Ramanathan V., Loeb N.G., 2004. Satellite observations of the water vapor greenhouse effect and column longwave cooling rates: Relative roles of the continuum and vibration-rotation to pure rotation bands. *J. Geophys. Res.* 109, D06104. doi:10.1029/2003JD003980.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.
- Itikawa Y., 2006. Cross Sections for Electron Collisions with Nitrogen Molecules. *J. Phys. Chem. Ref. Data.* 35 (1), 31—53.
- Jackman C.H., Frederick J.E., Stolarski R.S., 1980. Production of Odd Nitrogen in the Stratosphere and Mesosphere: An Inter-comparison of Source Strengths. *J. Geophys. Res.* 85 (C12), 7495—7505.
- Jonson J.E., Sudnet J. K., Tarrason L., 2001. Model calculations of present and future levels of ozone and ozone precursors with a global and regional model. *Atmospheric Environment* 35, 525—537.
- Kilifarska N.A., 2013. An Autocatalytic Cycle for Ozone Production in the Lower Stratosphere Initiated by Galactic Cosmic Rays. *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences* 66 (2), 243—252.
- Kilifarska N.A., 2012 a. Climate sensitivity to the lower stratospheric ozone variations. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 90—91, 9—14.
- Kilifarska N.A., 2012 b. Mechanism of lower stratospheric ozone influence on climate. *Int. Rev. Phys.* 6 (3), 279—289.
- Kilifarska N.A., 2012 c. Ozone as a mediator of galactic cosmic rays' influence on climate. *Sun and Geosphere* 7 (1), 97—102.
- Kirkby J., 2007. Cosmic rays and climate. *Surv. Geophys.* 28, 333—375. doi: 10.1007/s10712-008-9030-6.
- Kovaltsov G.A., Usoskin I.G., 2007. Regional cosmic ray induced ionization and geomagnetic field changes. *Adv. Geosci.* 13, 31—35.
- Lantos P., 2005. Predictions of galactic cosmic ray intensity deduced from that of sunspot number. *Solar Physic* 229, 373—385.
- Lindzen R.S., 1990. Some coolness concerning global warming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 71, 288—299.
- McCracken K.G., Beer J., 2007. Long-term changes in the cosmic ray intensity at Earth, 1428—2005. *J. Geophys. Res.* 112, A10101. doi:10.1029/2006JA012117.
- Mende W., Stellmacher R., 2000. Solar variability and the search for corresponding climate signals. *Space Sci. Rev.* 94, 295—306.
- Mikšovský J., Raidl A., 2005. Testing for nonlinearity in European climatic time series by the method of surrogate data. *Theor. Appl. Climatol.* 83, 21—33.
- Miyahara H., Yokoyama Y., Masuda K., 2008. Possible link between multi-decadal climate cycles and periodic reversals of solar magnetic field polarity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 290—295.
- Mote P.W., Rosenlof K.H., Holton J.R., Harwood R.S., Waters J.W., 1996. An atmospheric type recorder: The imprint of tropopause temperatures on stratospheric water vapour. *J. Geophys. Res.* 101, 3989—4006.
- Mursula K., Usoskin I.G., Kovaltsov G.A., 2003. Reconstructing the long-term cosmic ray intensity: linear relations do not work. *Ann. Geophys.* 21, 863—867.
- Oyama K.J., Schlegel K., 1984. Anomalous electron temperatures above the South American magnetic field anomaly. *Planet Space Sci.* 32, 1513—1522.
- Pinto O. Jr., Gonzalez W.D., Pinto I.R.C., Gonzalez I.L.C., Mendes Jr. O., 1992. The South Atlantic magnetic anomaly: three decades of research. *J. Atmos. Terr. Phys.* 54, 1129—1134.

- Porter H.S., Jackman C.H., Green A.E.S., 1976. Efficiencies for production of atomic nitrogen and oxygen by relativistic proton impact in air. *J. Chem. Phys.* 65, 154—167.
- Ramanathan V., Callis L.B., Boucher R.E., 1976. Sensitivity of surface temperature and Atmospheric temperature to perturbations in the Stratospheric ozone and Nitrogen dioxide. *J. Atmos. Sci.* 33, 1092—1112.
- Randel W.J., Shine K.P., Austin J., Barnett J., Claud C., Gillett N.P., Keckhut P., Langematz U., Lin R., Long C., Mears C., Miller A., Nash J., Seidel D.J., Thompson D.W.J., Wu F., Yoden S., 2009. An update of observed stratospheric temperature trends. *J. Geophys. Res.* 114. D02107. doi:10.1029/2008JD010421.
- Randel W.J., Wu F., Gettelman A., Russell J.M., Zawodny J.M., Oltmans S.J., 2001. Seasonal variation of water vapor in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data. *J. Geophys. Res.* 106, 14,313—14,325.
- Rosen J.M., Hofmann D.J., 1981. Balloon-Borne Measurements of Electrical Conductivity, Mobility, and the Recombination Coefficient. *J. Geophys. Res.* 86 (C8), 7406—7410.
- Rozelot J.P., Pireaux S., Lefebvre S., Ajabshirizadeh A., 2004. The Sun asphericities: astrophysical relevance. Available on: arXiv:astro-ph/0403382 v3 (1 Apr 2004).
- Schmidt G.A., Ruedy R.A., Miller R.L., Lacis A.A., 2010. Attribution of the present-day total greenhouse effect. *J. Geophys. Res.* 115. D20106. doi:10.1029/2010JD014287.
- Seidel D.J., Randel W.J., 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. *J. Geophys. Res.* 111. D21101. doi:10.1029/2006JD007363.
- Shea M.A., Smart D.F., 2004. Preliminary study of cosmic rays, geomagnetic field changes and possible climate changes. *Adv. Space Res.* 34, 420—425.
- Slanger T.G., Jusinski L.E., Black G., Gadd G.E., 1988. A new laboratory source of ozone and its atmospheric implications. *Science* 241, 945—950.
- Spencer R.W., Braswell W.D., 1997. How Dry is the Tropical Free Troposphere? Implications for Global Warming Theory. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78 (6), 1097—1106.
- Stuber N., Sausen R., Ponater M., 2001. Stratosphere adjusted radiative forcing calculations in a comprehensive climate model. *Theor. Appl. Climatol.* 68, 125—135.
- Tomasi C., Cacciari A., Vitale V., Lupi A., Lanconelli C., Pellegrini A., Grigioni P., 2004. Mean vertical profiles of temperature and absolute humidity from a 12-year radiosounding data set at Terra Nova Bay (Antarctica). *Atmos. Res.* 71, 139—169.
- US Standard Atmosphere. US Government Printing Office, Washington, D. C., 1976.
- Usoskin I.G., Gladysheva O.G., Kovaltsov G.A., 2004. Cosmic ray-induced ionization in the atmosphere: spatial and temporal changes. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 66, 1791—1796.
- Usoskin I.G., Schussler M., Solanki S.K., Mursula K., 2005. Solar activity, cosmic rays, and Earth's temperature: A millennium-scale comparison. *J. Geophys. Res.* 110, A10102. doi:10.1029/2004JA010946.
- Van Allen J.A., 1959. The geomagnetically trapped corpuscular radiation. *J. Geophys. Res.* 64 (11), 1683—1689. doi:10.1029/JZ064i011p01683.
- Velinov P.I.Y., Mateev L., Kilifarska N., 2005. 3D model for cosmic ray planetary ionisation in the middle Atmosphere. *Ann. Geophys.* 23, 3043—3046.
- Wang W-Ch., Pinto J.P., Yunk Y.L., 1980. Climatic effect due to the halogenated compound in the Earth Atmosphere. *Atmos. Sci.* 37, 333—338.
- Wang W-Ch., Zhuang Y-Ch., Bojkov R., 1993. Climate implications of observed changes in ozone vertical distributions at middle and high latitudes of the Northern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.* 20 (15), 1567—1570.
- Werner R., Stebel K., Hansen H.G., Hoppe U.P., Gausa M., Kivi R., von der Gathen P., Orsolini Y., Kilifarska N., 2011. Study of the seasonal ozone variations at European high latitudes. *Adv. Space Res.* 47, 740—747.
- Wirth V., 1993. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature. *J. Geophys. Res.* 98, 8873—8882.
- World Meteorological Organization (WMO) Scientific Assessment of Ozone Depletion — 2006. Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50, Geneva, Switzerland.
- Yang X., Price J.M., Mack J.A., Morgan C.G., Rogaski C.A., McGuire D., Kim E.H., Wodtke A.M., 1993. Stimulated emission pumping studies of energy transfer in highly vibrationally excited molecules. *J. Phys. Chem.* 97, 3944—3955.
- Zhaunerchyk V., Geppert W.D., Österdahl F., Larsson M., Thomas R.D., 2008. Dissociative recombination dynamics of the ozone cation. *Phys. Rev. A* 77. doi:10.1103/PhysRevA.77.022704.