

УДК 551.583: 551.590

ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ И ДРУГИХ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТ ЗЕМЛИ

В.Ф. Логинов

Институт природопользования НАН Беларуси,
Республика Беларусь, 220114, г. Минск, ул. Ф.Скорины 10,
nature@ecology.basnet.by

Резюме. Существующие представления о реальности солнечно-атмосферных связей сильно различаются: от полного отрицания таких связей до сильного преувеличения их роли в изменении погоды и климата. Максимальное изменение притока солнечной радиации в 11-летнем цикле за счет изменения яркости солнечного диска (изменений солнечной постоянной) может достигать по абсолютной величине около $0,6 \text{ Вт/м}^2$, тогда как за счет дополнительного количества аэрозолей в атмосфере во время крупного вулканического извержения (Пинатубо, 1991г.) снижение притока солнечной радиации превысило 2 Вт/м^2 . Радиационное воздействие углекислого газа на климат в последние годы составило около $1,7 \text{ Вт/м}^2$. Стандартизированные регрессионные коэффициенты (веса) вклада углекислого газа, аэрозолей и солнечной постоянной в изменение глобальной температуры воздуха в приповерхностном слое в период с 1977 по 2005гг. составляли соответственно $0,60 - 0,84$, $0,02 - 0,36$ и $0,14 - 0,21$. Оценки вклада указанных факторов и, особенно, солнечной активности и аэрозолей сильно разнятся для других временных интервалов. Коэффициент детерминации сезонных характеристик глобальной температуры и температуры Северного полушария с интегральным индексом, включающим солнечную активность, аэрозоли и углекислый газ, в ряде случаев превышает $0,7$.

Ключевые слова. Солнечная активность, аэрозоли, парниковые газы, изменение климата.

THE INFLUENCE OF SOLAR ACTIVITY AND OTHER EXTERNAL FACTORS ON THE EARTH'S CLIMATE

V.F. Loginov

Institute for Nature Management, National Academy of Science, Belarus,
Republic of Belarus, 2200114, Minsk, F. Skoriny 10,
nature@ecology.basnet.by

Summary. Existing views on the reality of solar-atmospheric relationships vary from complete denial of such relationships to strong overestimation of their role in weather and climate change. Peak change in the absolute value of solar radiation inflow over the 11-year cycle due to variations in brightness of the solar disk (the solar constant fluctuation) can be about $0,6 \text{ W/m}^2$, whereas during large volcanic eruption (Pinatubo, 1991) it may decrease by 2 W/m^2 due

to additional aerosols in the atmosphere. Radiative forcing of carbon dioxide has reached about $1,7 \text{ W/m}^2$ in recent years. In 1977-2005, the standardized regression coefficients (weights) of the contribution of carbon dioxide, aerosols and solar activity to the temperature change were respectively 0,60 – 0,84, 0,02 – 0,36 and 0,14 – 0,21. Estimates of the contribution of these factors, especially of solar activity and aerosols, are significantly different for other time periods. In some cases, determination coefficient of seasonal characteristics of the global temperature and Northern Hemisphere temperature and the integral index, which involves such factors as solar activity, aerosols and carbon dioxide, exceeds 0,7.

Keywords. Solar activity, aerosols, greenhouse gases, climate change.

Введение

Историю исследований влияния солнечной активности на атмосферу Земли, начиная с XVII века, можно условно разделить на пять этапов. Первые три этапа исследований описаны в монографии Б.М. Рубашева (Рубашев, 1964). Четвертый этап развития исследований начался с середины 1960 годов и закончился к середине 1980г. Это был «ренессанс» в гелиофизике, когда практически одновременно в США и СССР было проведено несколько национальных и международных совещаний и конференций, было опубликовано несколько десятков монографий и сотен статей по широкому кругу вопросов влияния солнечной активности на Землю. Начало современного этапа исследований можно отнести к концу прошлого столетия.

Исследователя, ознакомившегося с результатами оценок солнечно-атмосферных связей, не могло не охватить уныние. Он мог прийти к выводу о неустойчивости и случайности выявленных связей, назвать результаты «опытами по самовнушению». Однако неустойчивость солнечно-атмосферных связей еще не является достаточным аргументом для утверждения об их отсутствии. Неустойчивые связи обнаруживаются и при анализе влияния на атмосферу других климатообразующих факторов.

Принципиально важным вопросом является оценка вклада электромагнитного солнечного излучения, а также заряженных частиц разной энергии (солнечный ветер, космические лучи солнечного и галактического происхождения). Детально эти вопросы изложены в ряде последних монографий (Криволуцкий, Репнев, 2009; Логинов, 2008, 2012).

Самые ранние работы по измерению и оценке вариаций метеорологической солнечной постоянной были проведены в Смитсоновском институте Абботом, Анстремом и Олричем с использованием данных наблюдений в 1924-1952гг. (Рубашев, 1964; Логинов, 1992). Результаты измерений показали, что максимумы метеорологической солнечной постоянной приходятся на средние значения относительных чисел Вольфа.

Через четверть века метеорологическая солнечная постоянная измерялась на аэростатах в стратосфере группой исследователей Ленинградского государственного университета под руководством К.Я. Кондратьева (Кондратьев, Никольский,

1970). Амплитуда изменения метеорологической солнечной постоянной составляла 1,0 – 1,5%, т.е. оказалась почти в два раза меньше, чем приводили в своих публикациях американские ученые. Вариации астрофизической солнечной постоянной, измеряемой спутниками вне земной атмосферы оказались более, чем на 1,5 порядка меньше, чем вариаций метеорологической солнечной постоянной, измеренной на поверхности Земли, и как минимум, на порядок меньше, чем при ее измерениях в стратосфере.

В последнее время идея о нестабильности излучения, приходящего от Солнца, получила новые экспериментальные подтверждения (Абдусаматов, 2009; Логинов, 1992; Chapman et al., 2011; Lean, Rind, 1996). В настоящее время известно, что поток излучения Солнца в рентгеновской и ультрафиолетовой частях спектра изменяется в 30 раз в 11-летнем солнечном цикле в диапазоне длин волн 0 – 0,9 нм и более, чем в три раза в диапазоне длин волн 4,0 – 6,0 нм. В области далекого ультрафиолета поток солнечного излучения изменяется в среднем в несколько раз. В полосе 130 – 175 нм солнечное излучение в фазах максимума и минимума 11-летнего солнечного цикла различается в два раза. Отношение среднего излучения в максимуме и минимуме 11-летнего цикла в различных диапазонах длин волн изменяется от 1,020 (175 – 190 нм) до 1,030 (190 – 210 нм). В диапазонах длин волн 240 – 260 нм это отношение составляет 1,005, а в ближайшем ультрафиолете (λ более 350 нм) составляет еще меньшую величину.

В настоящее время особенно важными представляются следующие вопросы об изменчивости солнечного излучения:

- каковы изменения значения солнечной постоянной к настоящему времени (первичный вопрос, имеющий непосредственное отношение к современным изменениям климата);
- какова изменчивость солнечного излучения в рентгеновской и ультрафиолетовой частях спектра;
- существует ли перераспределение энергии в солнечном спектре, что может происходить и при незначительной изменчивости интегральной солнечной постоянной.

Существующие оценки изменения солнечной постоянной

В докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) 2001г. и 2007г. (Climate Change 2001, Climate Change 2007) указано, что изменения потока солнечной радиации составляют сотые доли от солнечной постоянной: соответственно, около 0,25 Вт/м² и 0,12 Вт/м².

В этих докладах речь идет об увеличении интегрального солнечного излучения в современный период по сравнению с Маундеровским минимумом солнечной активности (1640 – 1715гг.). Там же приводятся результаты исследований этого вопроса разными авторами: Лина с соавторами, Хойта и Шаттена, Соланки и Флигэ (Кислов, 2001; Climate Change 2007). Эти авторы при использовании различных моделей Солнца получили существенно различающиеся значения увеличения интегрального потока солнечного излучения в настоящее время по сравнению с

Маундеровским минимумом (от 0,26 до 0,68 Вт/м²). Оценки изменения интегрального солнечного излучения по сравнению с Маундеровским минимумом, приведенные Вангом, Лином и Шелли, оказались более скромными – 0,1 Вт/м², а в работе Дзембовски с соавторами (Climate Change, 2007) вообще указывается, что Солнце в историческом прошлом не было более тусклым, чем сейчас, и различия в излучении Солнца за последние более трех столетий – нулевые.

Таким образом, полной ясности относительно величины вариаций солнечного интегрального излучения пока нет. Степень научной определенности влияния углекислого газа весьма высокая, а аэрозолей и прекурсоров – высокая. Степень достоверности влияния аэрозолей на облака пока остается средней (Кокорин, 2014).

Солнечная постоянная является функцией площади и яркости активных образований на фотосфере Солнца. Отношение площадей факелов и пятен не только варьирует в широких пределах (от 1 до 15, а при больших временных осреднениях – от 3 до 10), но и отличается нелинейностью (Логинов, 1992).

Еще в 1972 году нами предложен индекс солнечной активности, который является функцией площади и яркости активных образований на Солнце: пятен, факелов и светлых колец (Логинов, 1972, 2012).

В общем виде индекс солнечной активности в относительных единицах площади активных образований на Солнце может быть представлен в следующем виде (рис. 1):

$$S_B = ab S_{\text{ф гринв.}} + cd S_{\text{п}} - S_{\text{п}},$$

где:

a – переменное отношение яркости факелов и пятен (оно изменяется от 0,17 до 0,4 в зависимости от площади факелов);

b – отношение площадей факелов по пулковскому и гринвичскому каталогам (оно изменяется от 5 до 8);

c – отношение площадей колец и солнечных пятен (среднее отношение равно 2,5);

d – среднее отношение яркости светлых колец и пятен (оно составляет 0,1);

$S_{\text{ф гринв.}}$ и $S_{\text{п}}$ – площади факелов и пятен по гринвичскому и пулковскому каталогам.

С использованием результатов, изложенных в работе В.Ф. Логинова (Логинов, 2012), выполнен грубый перерасчет значений индекса S_B в Вт/м².

Как видно из рис. 1, в изменении индекса S_B отчетливо выделяются 11-летние колебания. Максимумы 11-летнего изменения таких известных индексов солнечной активности, как относительные числа Вольфа, площадь солнечных пятен, число вспышек на Солнце, в большинстве своем совпадают с максимумами S_B .

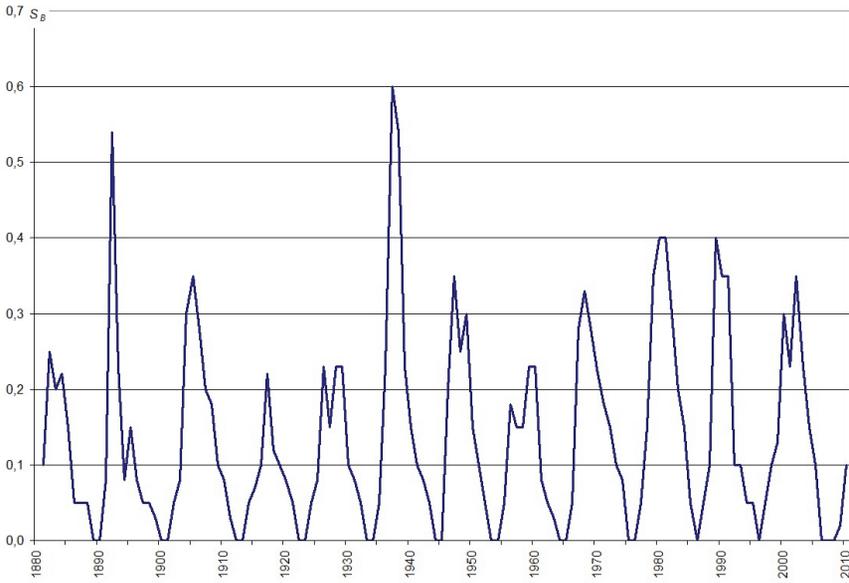


Рисунок 1 – Индекс солнечной активности S_B , Вт/м² (1881 – 2010гг.)

Однако максимум векового цикла этих индексов, который пришелся на 19-й цикл по цюрихской нумерации (1954-1963гг.), наблюдался одновременно со средними значениями индекса S_B , тогда как самые мощные максимумы S_B пришлись на 1892г., 1937-1938гг. и 1979-1980гг. Это означает, что в изменении индекса S_B прослеживается 43-45 летний цикл (рис. 2).

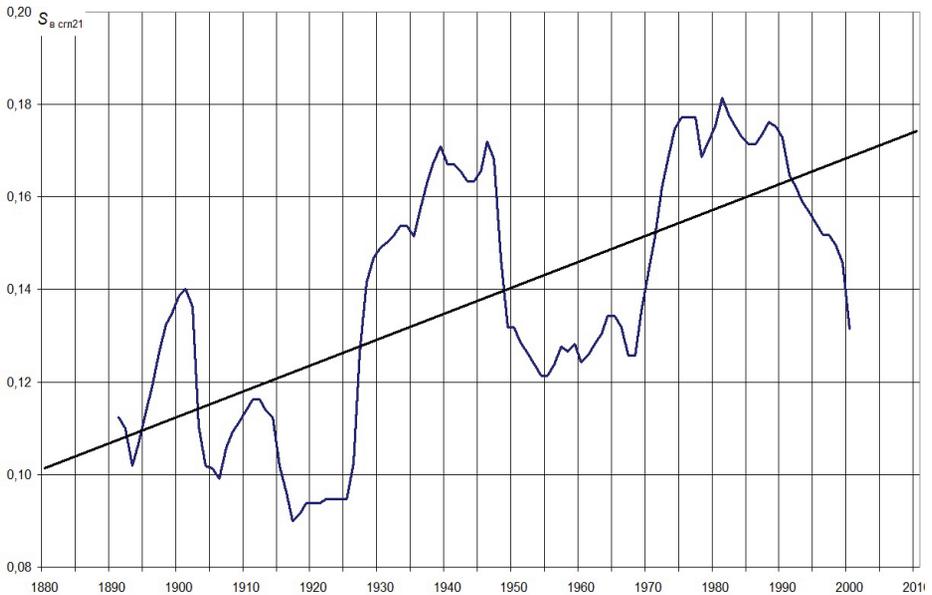


Рисунок 2 – Вековой ход индекса солнечной активности S_B (21-летние скользящие средние), Вт/м²

Следует отметить, что подобный по продолжительности цикл обнаружен Маглетоном в показателе $W_e - W$, где W_e – функция индекса IF_2 , который характеризует критическую частоту области F_2 в относительных числах Вольфа, а W – относительные числа Вольфа, имеет максимум в 1937 – 1938гг., а минимум – в 1957 – 1958гг. Автор этой работы полагает, что для показателя $W_e - W$ характерен цикл длительностью, равной длительности четырех 11-летних циклов. Это означает, что существует долгопериодная вариация тесноты связей ионизации F_2 и чисел Вольфа.

В структуре изменений индекса радиационного воздействия S_B , кроме ранее названных 11-летнего и 43-45 летнего циклов, замечен и более слабый квазидвухсотлетний цикл. Максимум цикла пришелся на 80 – 90 годы XX столетия (рис. 2). В конце прошлого – начале текущего столетия наступила ветвь спада квазидвухсотлетнего цикла. Об этом свидетельствует очень вялое развитие солнечной активности в начавшемся в 2008 году очередном сравнительно слабом 24 цикле по Цюрихской нумерации. Максимум последнего, если судить по изменению относительных чисел Вольфа, двухвершинный: первый более слабый максимум наблюдался в период с сентября 2011 по декабрь 2011 года, а второй – с октября 2013 по сентябрь 2014гг. Средние значения относительных чисел Вольфа для более мощного второго максимума – около 90 единиц, а средняя величина относительных чисел Вольфа с сентября 2011 по сентябрь 2014г. составляет 68,8.

Возможные агенты и механизмы воздействия космических факторов на погоду и климат

Возможный механизм солнечно-атмосферных связей следует рассматривать в зависимости от роли различных диапазонов длин волн в изменчивости солнечной постоянной. Например, если солнечная постоянная изменяется за счет ультрафиолетового излучения, то реальным механизмом может быть механизм, связанный с радиационно-химическими процессами и, в первую очередь, с изменением содержания озона в атмосфере. Если главным агентом, возмущающим нижнюю атмосферу, являются солнечные и галактические космические лучи, ионизирующие нижнюю атмосферу, то механизм может быть связан с воздействием притока космических лучей, модулируемого солнечной активностью, и их влиянием на параметры атмосферного электричества или конденсацию водяного пара в атмосфере. Особую роль при этом играют кластерные ионы. Для конденсации водяного пара на кластерных ионах, как известно, не требуется большого перенасыщения влагой атмосферы. Этот механизм может быть эффективным, по крайней мере, для облаков верхнего яруса, стратосферных и мезосферных облаков.

При разработке вопроса о механизмах влияния магнитосферных процессов на атмосферу речь должна идти о преобразовании энергии, накопленной атмосферой. Более обоснованными представляются механизмы, связанные с агентами, которые поглощаются в стратосфере. Такими аген-

тами являются коротковолновая радиация Солнца и радиация, возникающая во время полярных сияний при высыпании энергичных электронов в атмосферу высоких широт, а также космические лучи солнечного и галактического происхождения.

Частицы низких энергий влияют в основном на ионизацию и нагревание термосферы и отдают свою энергию в высоких широтах, тогда как частицы высоких энергий – космические лучи – вторгаются в нижнюю атмосферу любых широт. Естественно, что частицы высоких энергий в силу их малой плотности не способны приводить к ощутимому нагреванию стратосферы и верхней тропосферы.

Однако имеются некоторые заслуживающие внимания механизмы внешних влияний, которые связаны с космическими лучами, поглощающимися в стратосфере. Ее можно рассматривать как важнейшее звено в проблеме солнечно-атмосферных связей (Беспрозванная и др., 1995; Жеребцов и др., 2004; Жеребцов и др., 2005; Жеребцов и др., 2008; Пудовкин, Распопов, 1993; Сазонов, Логинов, 1978; Sun, Bradley, 2002; Svenmark, Fris-Christensen, 1997; Tinsley, 1993; Tinsley, 2000; Tinsley, Deen, 1991).

Стратосфера может играть роль триггера, обеспечивающего передачу возмущений, которые возникают в стратосфере под влиянием различных факторов, в нижние слои атмосферы. Так, изменение термодинамических параметров стратосферы оказывает влияние на отражение планетарных тропосферных волн. В стратосфере происходит поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации и космических лучей солнечного происхождения, под действием которых осуществляется изменение ее газового состава и, как следствие, приводя к вариациям метеорологической солнечной постоянной. Учитывая вышеизложенное, следует признать, что приоритетным в проблеме солнечно-атмосферных связей является вопрос влияния солнечной активности на термодинамические параметры и газовый состав стратосферы.

К настоящему времени предложен ряд механизмов воздействия космических факторов на нижнюю и среднюю атмосферу:

1. механизмы, основанные на изменении солнечной постоянной и инфракрасного излучения, которое увеличивается во время геомагнитных бурь;
2. механизмы, связанные с радиационно-химическими процессами;
3. механизм, связанный с воздействием солнечной активности на параметры атмосферного электричества;
4. конденсационный механизм;
5. механизмы, предполагающие гидродинамическое взаимодействие верхних и нижних слоев атмосферы и воздействие планетарных волн.

Особого внимания заслуживает *озонный механизм*. Данные о влиянии гелиогеофизических факторов на общее содержание озона в какой-то сте-

пени противоречивы. Эти противоречия связаны, в первую очередь, с использованными материалами и методами анализа.

Изменение общего содержания озона в интервале широт $60^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{S}$ за период с 1965 по 2005г. детально рассмотрено в работе (Steinbrecht et al., 2005). Снижение общего содержания озона за этот период составило около 4%. Наибольшее по величине снижение общего содержания озона произошло у полюсов, особенно, весной.

Изменение содержания озона объясняется его разрушением антропогенными соединениями хлора, фтора и брома. Однако определенный вклад в восстановление озона вносит и изменение климата (похолодание в стратосфере) и «иссушение» стратосферы. В изменении среднегодовых значений общего содержания озона заметно проявление 11-летнего колебания, связанного с солнечной активностью. С 1996г. знак тренда озона в нижней стратосфере изменился. Снижение озона в 1993 – 1995гг. связано с извержением вулкана Пинатубо в июне 1991г. Максимум озона в 2000 – 2003гг. пришелся на максимум 11-летнего цикла солнечной активности.

Изменение площади «озоновых дыр» (<300 ед. Добсона) в млн. км² в Северном полушарии в связи с 11-летним циклом солнечной активности рассмотрено нами в работе (Логинов, 2008). Обнаружен обратный характер связи относительных чисел Вольфа и площади «озоновых дыр» в Северном полушарии. Очередной двухвершинный максимум 11-летнего цикла отмечался с конца 2011 до сентября 2014 года. Площадь «озоновой дыры» в Северном полушарии в эти годы уменьшилась.

В последние годы А.А. Криволицким и А.И. Репневым была выполнена обстоятельная работа по оценке воздействия космических факторов на озоносферу Земли (Криволицкий, Репнев, 2009). В ней развита идея об ионизации высокоэнергичными частицами и образовании дополнительных окислов азота и водорода. На каждую пару ионов образуется приблизительно 1,25 атомов N и две молекулы OH. В свою очередь дополнительное образование в атмосфере радикалов OH и NO должно приводить к дополнительному разрушению молекул озона. Этот эффект обнаружен после мощной протонной вспышки на Солнце в августе 1972 года. Собственно, этот результат и позволил высказать гипотезу о влиянии солнечных космических лучей на содержание озона. Увеличение содержания окиси азота должно приводить к уменьшению содержания озона в стратосфере, что подтверждено экспериментально и в результате численного фотохимического моделирования. Авторы отмечают, что увеличение содержания окислов азота в тропосфере сопровождается увеличением (порядка 1%) содержания озона. Оно связывается с химическим каталитическим циклом, который эффективен в нижних слоях.

Рассмотренный механизм солнечно-атмосферных связей стал особенно привлекательным в последние годы. Он относится к «триггерным», главным агентом воздействия на атмосферу принимаются космические лучи. Рассматриваемый механизм включает наличие не только гетерогенных химических реакций, но и изменение электрического баланса атмосферы, образование полярных стратосферных облаков и аэрозолей. Весьма попу-

лярной, начиная с работ Нея и Б.И. Сазонова (Сазонов, Логинов, 1969, 1978), явилась гипотеза о связи погоды и климата с притоком космических лучей.

Влияние солнечных и галактических космических лучей на облачность должно проявляться при формировании стратосферных облаков (Логинов, 1974).

С использованием широко известного метода наложения эпох рассмотрено поведение индексов геомагнитной активности до и после реперов – появления стратосферных облаков. Стратосферные облака появляются после низкой геомагнитной активности. При низкой солнечной активности (низкой геомагнитной активности) возрастает приток галактических космических лучей (Логинов, 1974). Их поглощение происходит, в основном, в области высоты образования стратосферных облаков. Космические лучи ионизируют воздух, а на кластерных ионах конденсация водяного пара осуществляется при меньших насыщениях (при меньшей влажности атмосферы).

Наличие существенной концентрации ионов в области образования стратосферных облаков обнаружено при ракетных запусках. Об этом же свидетельствует большая напряженность электрического поля в нижней и средней стратосфере, источник которого может быть связан либо с магнитосферой, либо с космическими лучами.

Космические лучи солнечного происхождения связаны с крупными вспышками, и их максимальная энергия выделяется на широтах $>70^\circ$.

В ряде районов Земного шара и отдельных сезонах года отмечаются разрывы тропопаузы. В местах разрыва тропопаузы и над полюсами при ее исчезновении происходит активный обмен между тропосферой и стратосферой (Васильев, Вильфанд, 2008).

Вторичный максимум в повторяемости значительных трендов температуры в последние десятилетия приходится как раз на высокоширотные области (широта более 70°) (Шерстюков, 2008).

Эффект в атмосфере, связанный с солнечными космическими лучами, должен проявляться в случае, если инсоляция мала или совсем отсутствует, т.е. в холодное время года в высоких широтах. Это означает, что такой механизм солнечно-атмосферных связей может быть особенно эффективен зимой в высоких широтах.

Другим агентом солнечно-атмосферных связей являются заряженные частицы низкой энергии (солнечный ветер). Модулируемая такими частицами облачность может в зависимости от сезона года формировать дополнительный альбедный или парниковый эффект в изменении климата (Svenmark, Fris-Christensen, 1997).

Однако результаты, опубликованные в последние годы, оставляют механизм влияния космических лучей на облачность предметом дальнейшей дискуссии. CLOUD-эксперимент (The Cosmics Leaving Outdoor Droplets), проведенный международной группой ученых из 17 институтов девяти стран на синфазотроне в ЦЕРНе, по обнаружению эффектов конденсации в камере под воздействием космических лучей, показал, что

преждевременно делать вывод о влиянии космических лучей на климат через образование облачности, поскольку это не подтверждено образованием дополнительных ядер конденсации, а следовательно, и эффект космических лучей в облакообразовании пока является дискуссионным (Jasper, Kirkby, 2011).

Изменение содержания аэрозоля и углекислого газа в атмосфере

Единственным доступным материалом для получения оценок за длительный период времени являются данные наземных актинометрических наблюдений на мировой сети станций. Нами был проведен анализ ежедневных значений прямой солнечной радиации для случая безоблачного неба и отсутствия дымки, приведенных к массе атмосферы $m = 2$ (Логинов, 1992).

Стыковка ряда наблюдений за изменением прямой солнечной радиации (1883-1988гг.), полученного нами (Кондратьев и др., 1990), с рядом изменений фактора мутности (T_2), полученном в ГГО (Махоткина и др., 2005), а также косвенные данные об изменении солнечной радиации за 1881-1882гг., позволили нам создать ряд наблюдений за изменением солнечной радиации, который характеризует аэрозольное загрязнение атмосферы за 130-летний период (1881-2010гг.) (Логинов, 2012).

Основываясь на оценках радиационного эффекта крупных вулканических извержений (Агунг, Эль-Чичон, Пинатубо и др.), полученных Хансеном, Сато, Амманом (Climate Change 2007), нами приближенно были рассчитаны значения индекса радиационного воздействия аэрозолей на климат в $Вт/м^2$ (рис. 3).



Рисунок 3 – Индекс A радиационного воздействия аэрозолей в $Вт/м^2$

Изменение концентрации углекислого газа (CO_2) в глобальном масштабе и разных районах земного шара наиболее детально рассмотрены в работах (Climate Change 2001, Climate Change 2007). Основываясь на данных по изменению среднегодовой концентрации CO_2 в приповерхностном слое атмосферы на станции Мауна-Лоа (Гавайские острова) и реконструированных данных по результатам измерений концентрации в ледовых кернах на станции Лоу-Доум (Антарктида) с 1959 по 2002гг., приведенных в работе (Семенов, 2004), а также измеренных и экстраполированных за период с 2003 по 2010гг., нами получены приближенные оценки радиационного воздействия (radiative forcing) углекислого газа на климат в Вт/м^2 за период с 1881 по 2010гг.

Полученные нами ежегодные значения индексов радиационного воздействия на климат (солнечной активности, аэрозолей естественного и антропогенного происхождения и углекислого газа) просуммированы и в итоге получен ежегодный суммарный индекс радиационного воздействия аэрозолей и солнечной активности $\Sigma(A + S_B)$ и суммарный индекс аэрозолей солнечной активности и углекислого газа $\Sigma(A + S_B + \text{CO}_2)$ радиационного воздействия на климат за период с 1881 по 2010гг. (рис. 4).

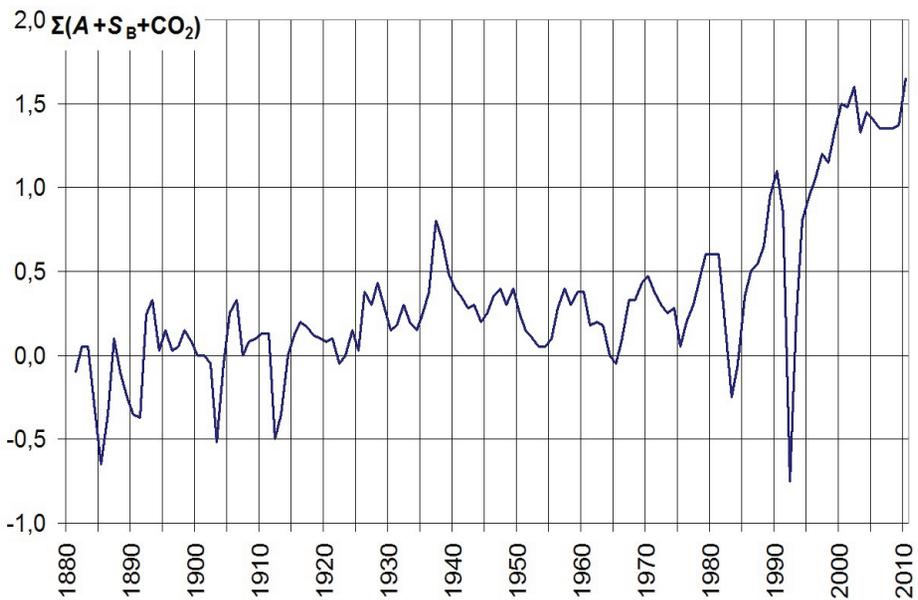


Рисунок 4 – Суммарный индекс радиационного воздействия:
 $\Sigma(A + S_B + \text{CO}_2)$, Вт/м^2

Максимальные и средние оценки значений радиационного воздействия климатообразующих факторов за период с 1881 по 2010 годы (в Вт/м^2) приведены в таблице 1.

Предложенные индексы являются по сути радиационными и должны теснее коррелировать с температурой в теплое время года, когда циркуляционное воздействие на температуру менее выражено.

Анализ спектров индексов радиационного воздействия аэрозолей (A), солнечной активности (S_B), углекислого газа (CO_2), а также суммарных индексов $S(A + S_B)$ и $S(A + S_B + CO_2)$ показал, что для индекса S_B характерен статистически значимый 11-летний цикл, а для индекса A характерны 9 – 10-летний и 5-6-летний циклы. Последние связаны с наличием двух волн повторяемости вулканической деятельности в 11-летнем цикле солнечной активности (вблизи максимумов и минимумов). Это приводит к формированию 5 – 6-летней цикличности и в изменении суммарного индекса радиационного воздействия $\Sigma(A + S_B)$. В суммарном индексе обнаруживаются также 60 – 70-летние колебания.

Оценки соотношения вклада парниковых газов и аэрозолей в изменение климата для больших интервалов времени представлены в таблице 2.

Таблица 1 – Оценки радиационного воздействия климатообразующих факторов

Климатообразующие факторы	Сравнительные оценки уровня радиационного воздействия	Оценки значений радиационного воздействия, Вт/м ²
Изменение солнечной постоянной в 11-летнем цикле	максимальная	0,60 Вт/м ² ¹⁾ ; в 1937г. наблюдались максимальные площади факелов на фотосфере Солнца
	средняя	0,14 Вт/м ²
Аэрозоль	максимальная	-2,0 Вт/ м ² : после извержения вулкана Пинатубо (1991г.); -1,3 Вт/ м ² после извержения вулкана Эль-Чичон (март – апрель 1982г.)
	средняя	-0,33 Вт/м ²
Углекислый газ	максимальная	1,7 Вт/ м ² (2010г.); 1,4 Вт/ м ² (2000г.)
	средняя за 1881–2010	0,52 Вт/ м ²

¹⁾ *Изменения радиационного воздействия в квазивековом солнечном цикле имеют близкие величины: от 0 Вт/ м² (минимум квазивекового цикла) до 0,4 Вт/ м² (максимум квазивекового цикла).*

Из таблицы 2 следует, что наибольший вклад аэрозолей в изменение климата должен относиться к периодам 1881 – 1901гг. (особенно к периоду с 1893 по 1901гг.), 1924 – 1945 и 1996 – 2013гг. Период с 1924 по 1945гг. совпал с потеплением Арктики и интенсивным ростом температуры Мирового океана (1910 – 1943гг.). Следует отметить, что потепление Арктики было особенно выраженным в теплое время года. В период этого потепления в Беларуси наблюдались три самые суровые зимы (1929 – 1930, 1939 – 1940, 1941 – 1942гг.). Другая особенность в изменении темпе-

ратуры в Северном полушарии состоит в наличии трех периодов интенсивного роста летних температур, совпадающих с периодами низкой мутности атмосферы (рис. 5).

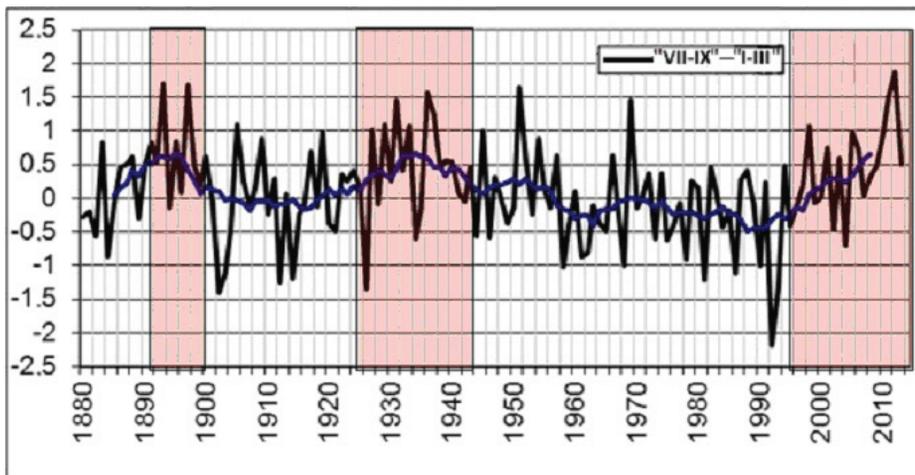
Таблица 2 – Значения индексов радиационного воздействия аэрозолей и углекислого газа на климат

Показатели, Вт/м ²	Периоды низкой и высокой аэрозольной загрязненности атмосферы, гг.			
	1881 – 1901	1924 – 1945	1996 – 2012	1962 – 1995
Индексы радиационного воздействия аэрозолей <i>A</i> (норма за 1881 – 2010гг. составляет - 0,33)	-0,26	-0,14	-0,21	-0,59
Индекс радиационного воздействия углекислого газа	0,09	0,3	1,5	0,79
Разность радиационного воздействия углекислого газа и аэрозолей на климат	-0,17 ¹⁾	0,16	1,29	0,2

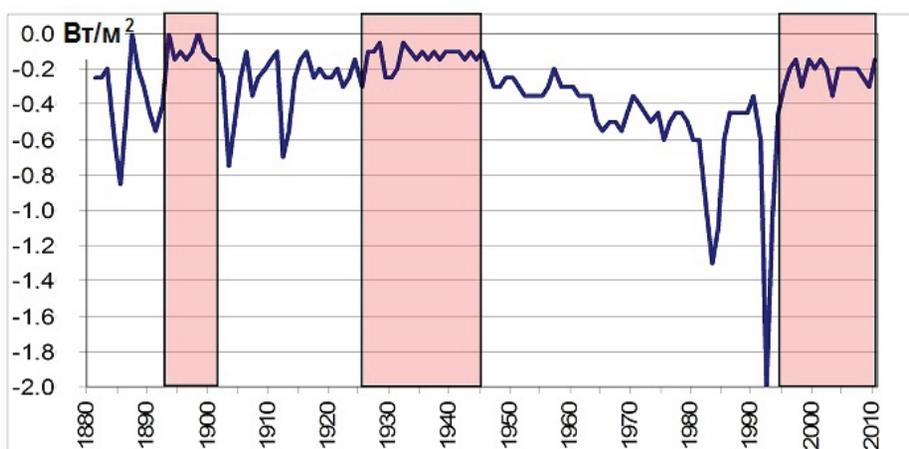
¹⁾ Вклад радиационного воздействия аэрозолей был выше, чем вклад радиационного воздействия углекислого газа.

Большая разность значений температуры в теплые месяцы года (июль – сентябрь) и холодные месяцы года (январь – март) приходится на выделенные выше эпохи «чистой» атмосферы. Таким образом, ряд особенностей в изменении температуры можно понять, базируясь на временных изменениях аэрозольного состава атмосферы.

В последние 10 – 15 лет, когда атмосфера существенно очистилась от вулканических аэрозолей (после извержения вулкана Пинатубо в 1991г. не наблюдалось климатически значимых извержений), летние температуры начали расти более быстрыми темпами, чем зимние, и, как следствие, темпы роста аномалий летних и зимних температур стала соизмеримыми.



a)



b)

Рисунок 5 – Разность нормированных на средние квадратические отклонения значений температуры теплых (июль – сентябрь) и холодных (январь – март) месяцев в Северном полушарии (а) и изменение аэрозольного загрязнения атмосферы (б)

В период максимального потепления Арктики (конец 1930 – середина 1940 годов) индекс суммарного радиационного воздействия аэрозолей и солнечной активности достиг максимальных значений за всю историю инструментальных наблюдений (Логинов, 2012). Это означает, что минимальная мутность атмосферы и сравнительно высокая солнечная активность (в 1937 – 1939гг. среднее значение индекса солнечной активности S_w составило $0,42 \text{ Вт/м}^2$) способствовали развитию потепления летнего типа в Арктике в это время, а также интенсивному росту температуры Мирового океана.

Известно, что на океанах поглощение прямой солнечной радиации происходит днем в слое, а длинноволновой радиации – в поверхностной пленке. На материках создаются более благоприятные условия для усвоения длинноволновой радиации по сравнению с коротковолновой, поэтому современное потепление более выражено на суше.

Использование радиационных индексов для описания современных изменений климата

Анализ характера и тесноты связей индексов радиационного воздействия с температурой в разных частях географического пространства и временных интервалах показал следующее. Связь температуры с индексом радиационного воздействия солнечной активности оказалась слабая и неустойчивая во времени. Если в период с 1881-1935гг. отмечается слабая отрицательная связь сопоставляемых величин, то во второй период – слабая положительная связь. Теснота связи радиационного индекса с температурой широтных зон 30°N – 60°N и 24°N – 44°N в период времени с 1881 по 1935гг. была несколько выше.

Связь температуры с индексом радиационного воздействия аэрозолей отличается теснотой для теплого времени года и года в целом, особенно в первый период (1881-1935гг.). Для этого периода характерны несколько крупных вулканических извержений: Кракатау (1883г.), Мон-Пеле (1902г.), Катмай (1912г.), а также средних по мощности вулканических извержений в 1886 и 1900 годах. Связи зимней температуры с индексом радиационного воздействия аэрозолей слабые. Изменение тесноты и характера связей вулканических извержений с температурой в зависимости от сезона отмечалось нами ранее (Логинов, 1992).

Самые тесные корреляционные связи температуры получены с суммарным индексом радиационного воздействия и индексом радиационного воздействия углекислого газа. Однако, если учесть то обстоятельство, что число независимых членов ряда для суммарного индекса радиационного воздействия больше, то статистическая значимость коэффициентов корреляции температуры и суммарного индекса радиационного воздействия выше, чем для коэффициентов корреляции с индексом радиационного воздействия углекислого газа.

Вторым шагом по оценке возможностей использования индексов радиационного воздействия для описания изменений температуры в различных пространственно-временных интервалах является использование методов множественной корреляции (STATISTICA, 2009).

Полные оценки параметров регрессионных моделей температуры приведены в нашей работе (Логинов, 2012). Здесь представлены только основные оценки параметров моделей с наилучшими значениями множественной корреляции и детерминации для второй части ряда (1977 – 2005гг.).

В таблице 3 приведены основные оценки параметров регрессионных моделей температур, построенных по данным периода 1977 – 2005гг., имеющих наилучшие значения коэффициентов детерминации.

Таблица 3 – Основные оценки параметров регрессионных моделей температуры для Северного полушария, период 1977-2005гг.

Масштаб осреднения по времени	Коэффициент множественной корреляции, $R^{1)}$	$R^{2\ 2)}$	$R^{2\ \text{испр}}^{3)}$	Предикторы	$\beta^{4)}$
Осень	0,82	0,67	0,63	<i>A</i>	0,36
				S_B	0,14
				CO_2	0,6
Весна	0,88	0,77	0,74	<i>A</i>	0,19
				S_B	0,21
				CO_2	0,78
Зима	0,85	0,71	0,68	<i>A</i>	0,02
				S_B	0,21
				CO_2	0,84
Лето	0,85	0,73	0,7	<i>A</i>	0,25
				S_B	0,14
				CO_2	0,72
Календарный год	0,89	0,79	0,77	<i>A</i>	0,24
				S_B	0,16
				CO_2	0,77

¹⁾ R – коэффициент множественной корреляции;

²⁾ R^2 – коэффициент детерминации;

³⁾ $R^2_{\text{испр}}$ – коэффициент детерминации исправленный;

⁴⁾ β – стандартизованные регрессионные коэффициенты (веса) для используемых предикторов: *A* – индекс аэрозольного загрязнения; S_B – индекс солнечной активности; CO_2 – индекс влияния углекислого газа на климат.

По данным моделям были построены прогнозные значения температуры для 2006 – 2010 годов.

Средние значения стандартизованных коэффициентов b в уравнениях множественной регрессии при предикторах *A*, S_B и CO_2 для всего доступного ряда (1881-2005гг.) равны соответственно 0,27, 0,08 и 0,85, а для последнего периода (1977-2005гг.) они составляют соответственно 0,21, 0,17 и 0,70.

Таким образом, поскольку радиационное воздействие на климат, связанное с солнечной активностью, уступает радиационному воздействию, связанному с аэрозолями, более чем в 2 раза, а с углекислым газом – почти в 4 раза, то и парная корреляция температуры с индексом радиационного

воздействия S_B слабая и неустойчивая во времени. С ростом солнечной активности и усилением мощности 11-летних и 43-45-летних циклов роль радиационного воздействия этого фактора возрастает. Это приводит к увеличению тесноты парной корреляции индекса S_B с температурой и росту значений коэффициентов (весов) в уравнениях множественной регрессии между радиационным воздействием солнечной активности и температурой в последние несколько десятилетий.

Использованные в работе (Логинов, 2012) прогностические модели вполне приемлемы для прогнозирования среднегодовой глобальной температуры, температуры Северного полушария и отдельных широтных зон с заблаговременностью несколько лет. Лучшая детерминация температуры с указанными радиационными факторами несколько выше для теплого времени года.

Заключение

Приведенные в работе оценки соотношения вклада солнечной активности, аэрозолей и углекислого газа в глобальные изменения температуры безусловно требуют уточнений. Они также заставят задуматься о необходимости пересмотра отдельных представлений, сложившихся в климатологии. Приоритетными вопросами, которые требуют дальнейших теоретических и экспериментальных исследований являются:

- разработка механизмов солнечно-атмосферных связей,
- уточнение прямых и косвенных воздействий аэрозолей естественного и антропогенного происхождения, а также солнечной активности на изменения климата.

Определенный интерес будет представлять дальнейший анализ сезонных и суточных значений климатических характеристик.

Литература

- Абдусаматов Х.И. 2009. Солнце определяет климат. Наука и жизнь, №1, с. 34-42.
- Беспрозванная А.С, Оль Г.И., Трошичев О.А. и др. 1995. Влияние короткопериодных изменений солнечной активности на барическое поле стратосферы. Геомагнетизм и астрономия, т. 35, №3, с. 137-140.
- Васильев А.А., Вильфанд Р.М. 2008. Прогноз погоды. –М., –СПб.: МобиДик, 60 с.
- Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. 2004. Радиационный баланс атмосферы и климатические проявления солнечной переменности. Оптика атмосферы и океана, т. 17, №12, с. 1003-1017.

Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И., Рубцова О.А. 2005. Модель воздействия солнечной активности на климатические характеристики тропосферы Земли. Оптика атмосферы и океана, т. 18, №12, с. 1042-1050.

Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. 2008. Роль солнечной и геомагнитной активности в изменении климата Земли. Оптика атмосферы и океана, т. 21, №1, с. 1-7.

Кислов А.В. 2001. Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК Наука-Интерпериодика, 351 с.

Кокорин А.О. 2014. Изменение климата: обзор Пятого оценочного доклада МГЭИК. –М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 80 с.

Кондратьев К.Я., Никольский Г.А. 1970. Вариации солнечной постоянной по аэростатным исследованиям в 1962-1968гг. Изв. АН СССР, сер. физики атмосферы и океана, т. 6, №3, с. 227-237.

Кондратьев К.Я., Логинов В.Ф., Кравчук Е.Г. 1990. Тренды солнечной радиации как показатель изменений антропогенного аэрозоля. Доклад АН СССР, т. 315, №2, с. 341-344.

Кривоуцкий А.А., Репнев А.И. 2009. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. –М.: ГЕОС, 484 с.

Логинов В.Ф. 1972. Новый индекс солнечной активности. В кн.: Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. Выпуск 21, Иркутск: –СибИЗМИР, с. 141-151.

Логинов В.Ф. 1974. О природе стратосферных облаков. В кн.: Экспресс-информация, метеорология. Выпуск 9 (29), Обнинск: Информ. центр ВНИИГМИ-МЦД, с. 3-9.

Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений. 1992. Минск: Навука і тэхніка, 320 с.

Логинов В.Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. 2008. –Минск: ТетраСистемс, 496 с.

Логинов В.Ф. Радиационные факторы и доказательная база современных изменений климата. 2012. Минск: Беларуская наука, 266 с.

Махоткина Е.Л., Плахина И.Н., Лукин А.В. 2005. Некоторые особенности изменения мутности атмосферы на территории России в последней четверти XX в. Метеорология и гидрология, №1, с. 28-36.

Пудовкин М.И., Распопов О.М. 1993. Физический механизм воз-

действия солнечной энергии и других геофизических факторов на состояние нижней атмосферы, метеопараметры и климат. УФН, т. 163, №7, с. 113-116.

Рубашев Б.И. Проблемы солнечной активности. 1964. –М., –Л.: Наука, 362 с.

Сазонов Б.И., Логинов В.Ф. 1969. Солнечно-тропосферные связи. –Л.: Гидрометеоиздат, 116 с.

Сазонов Б.И., Логинов В.Ф. 1978. Космические лучи и тропосферная циркуляция. Phys. Solari-Terrest. Res. Potzdam, 9, p. 85-92.

Семенов С.М. 2004. Парниковые газы и современный климат Земли. –М.: Изд. центр метеорология и гидрология, 175 с.

Шерстюков Б.Г. 2008. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 246 с.

Chapman G.A., Dobias J.J., Arias T. 2011. Facular and sunspot areas during solar cycles 22 and 23. The Astroph. Journal, v. 728, Issue 2, p. 150.

Climate change 2001. Contribution of Working Group 1 to the Third of Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Report of the IPCC WMO, UNEP. Cambridge Univ. Press, 881 p.

Climate Change 2007. The physical science basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment. Report of the IPCC WMO, UNEP. Cambridge Univ. Press, 142 p.

Jasper, Kirkby. 2011. The Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. Nature, 476, pp. 429-433 (25 August 2011), doi: 10.1038/nature 1034.

Lean J., Rind D. 1996. The sun and climate. Consequences, Vol. 2, №1, pp. 27-36.

Mugleton L.M. 1969. Secular variation in F-region response to sunspot number. J. Atm. Terr. Phys., v. 31, pp. 1413-1419.

STATISTICA. Т.1: Основные соглашения и статистики, ч.1. 2009, с.1683-1689, http://rrc.dgu.ru/res/mat/статистика_2009/Руководство_Статистика/1_12.PDF.

Steinbrecht W., Claude H., Kohler V. 2005. Ozone trends. Annual Bulletin on the Climate in WMO Region, Vol.1, pp. 85-89.

Sun R., Bradley R. S. 2002. Solar influences on cosmic rays and cloud formation: a reassessment. J. Geophys. Res., Vol. 107, pp. 4211-4222.

Svenmark H., Fris-Christensen E. 1997. Variations of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar in solar climate relationship. *Atmos. Solar-Terr. Phys.*, Vol. 59, p. 1225-1232.

Svensmark, H. 2007, *Cosmoclimateology*, *Astron. Geophys*, 48, 18–24.

Tinsley B.A. 1993. Correlation of atmospheric dynamics with solar activity: evidence for a connection via the solar wind, atmospheric electricity, and cloud microphysics. *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, p. 10375-10384.

Tinsley B.A. 2000. Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere. *Space Sci. Rev.*, Vol.94, pp. 231-258.

Tinsley B.A., Deen G.M. 1991. Apparent tropospheric response to Mev-GeVParticle flux variations: a connection via electro-Freezing of supercold water in high-level clouds? *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, №D12, p. 2283.