

# «Изотопные следы» гамма- и протонных событий и аномальный сигнал в радиоуглероде в 775 г.н.э.

А.К. Павлов<sup>1,2\*</sup>, А.В. Блинов<sup>2</sup>, Г.И. Васильев<sup>1</sup>, М.А. Вдовина<sup>1</sup>,  
А.Н. Константинов<sup>2</sup>, В.М. Остряков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский Политехнический Университет

## **Аннотация**

В работе рассмотрено образование космогенных радионуклидов  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  в атмосфере Земли под действием мощных импульсных протонных и гамма-событий (сверхмощные солнечные вспышки и галактические гамма-всплески). Произведен расчет возможного «изотопного следа» в природных архивах (концентрации этих изотопов в датированных колонках полярного льда и годовых кольцах деревьев) с учетом геофизических процессов. Полученные результаты применены к анализу аномального повышения концентрации радиоуглерода, измеренного в кольцах деревьев возрастом 774–775 г.н.э. Приведены аргументы в пользу того, что наиболее вероятная причина такого повышения - высокоэнергичное излучение Галактического гамма-всплеска.

**Ключевые слова:** Галактические гамма-всплески, космогенные радионуклиды

[\\*anatoli.pavlov@mail.ioffe.ru](mailto:anatoli.pavlov@mail.ioffe.ru)

[valery.ostryakov@mail.ioffe.ru](mailto:valery.ostryakov@mail.ioffe.ru)

## **1. Введение**

В атмосфере Земли непрерывно происходит генерация космогенных радионуклидов в ядерных реакциях под действием космических лучей (КЛ) и высокоэнергичного гамма-излучения. По измерениям вариаций содержания  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  в природных архивах более полувека ведутся исследования астрофизических явлений, происходивших в прошлые эпохи (см. работу Лала и Петерса, 1967). За этот период была надёжно установлена корреляция концентрации  $^{14}\text{C}$  в кольцах деревьев и  $^{10}\text{Be}$  в полярных льдах с циклическими долговременными изменениями интенсивности КЛ, вызываемыми вариациями солнечной активности и геомагнитного поля (Бир и др., 2012). В то же время существуют импульсные события, способные увеличить на несколько порядков скорость генерации космогенных радионуклидов в атмосфере. К таким событиям относятся гамма-всплески и мощные солнечные вспышки. Они могут приводить к резкому кратковременному повышению концентрации космогенных радионуклидов на шкале времени 1–10 лет, которая определяется скоростью их выведения из атмосферы. Последующая фиксация изотопов в природных архивах формирует «изотопный след» события со специфическим поведением амплитудных и временных вариаций концентрации. Однако поиски следов таких событий в экспериментальных данных до последнего времени не приводили к надёжным результатам.

Отличие изотопных следов для разных типов событий определяется особенностями ядерных реакций, протекающих в атмосфере под воздействием протонов и высокоэнергичных гамма-квантов. При этом отношения образованных радионуклидов внутри каждого типа событий зависят от энергетического спектра частиц и гамма-излучения (Павлов и др., 2013а). Кроме того, большое влияние на формирование изотопного следа в природных архивах оказывают геофизические факторы: процессы обмена в системе атмосфера-океан-биосфера для  $^{14}\text{C}$  и процессы переноса в атмосфере и фиксации в полярном льду для  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$ .

Впервые аномальное импульсное повышение концентрации радиоуглерода, измеренное в кольцах деревьев, соответствующих возрасту 774–775 г.н.э., было описано в работе Мияки и др. (2012). Его существование впоследствии подтвердили независимые исследования образцов других деревьев в других лабораториях (Усоскин и др., 2013; И Лиу и др., 2014; Джул и др., 2014). Эти работы стимулировали широкую дискуссию о возможной природе данного необычного события. В качестве версий предлагались даже такие экзотические, как падения комет на Солнце и Землю (И Лиу и др., 2014). В настоящее время обсуждаются только две гипотезы — сверхмощная солнечная вспышка с

«жестким» спектром протонов, в десятки раз превышающая по мощности вспышку 23 февраля 1956 г. (Усоскин и др., 2013), и галактический гамма-всплеск, ГГВ (Гамбарян и Нойхойзер, 2012; Павлов и др., 2013a,b). До сих пор не проводилось детального сравнения изотопных следов от различных событий с учетом механизмов образования космогенных изотопов в атмосфере Земли и последующих за этим геофизических процессов их переноса и перераспределения. В данной работе представлены результаты детального моделирования сигнала, вызываемого мощными солнечными вспышками, в земных архивах. Результаты моделирования были применены к анализу возможных причин события 774–775 гг.н.э. в сравнении с проведенным нами ранее расчетом последствий от ГГВ (Павлов и др., 2013b).

## **2. Методика расчёта образования $^{14}\text{C}$ , $^{10}\text{Be}$ и $^{36}\text{Cl}$ в атмосфере**

Высокоэнергичные протоны солнечных вспышек производят радионуклиды как в прямых реакциях скалывания на ядрах атомов азота, кислорода и аргона, так и в реакциях, образуемых в каскаде вторичных ядерно-активных частиц, прежде всего нейтронов. Последнее особенно важно для образования  $^{14}\text{C}$ , для которого основным каналом являются реакции вторичных нейтронов тепловых энергий с азотом,  $^{14}\text{N}(n,p)^{14}\text{C}$ .

В нашей работе для моделирования взаимодействия заряженных частиц и высокоэнергичного гамма-излучения с атмосферой Земли была использована стандартная программа GEANT4.10.0. Этот код позволяет с помощью метода Монте-Карло корректно проследить развитие каскада вторичных частиц при ядерных взаимодействиях в воздухе. Он использует современную постоянно обновляемую базу данных по сечениям различных взаимодействий в широком диапазоне энергий. Скорость образования  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  в атмосфере рассчитывалась нами в диапазоне высот 0–130 км с шагом 1 км. Поток частиц, падающих на магнитосферу Земли от солнечной вспышки, считался изотропным. При расчете производства космогенных радионуклидов на разных широтах учитывалось влияние земного магнитного поля, экранирующего основную часть атмосферы от низкоэнергетической части спектра солнечных частиц. Этот эффект, по нашим расчётам, существенно снижает скорость генерации изотопов (на 5–7 порядков) на низких широтах по сравнению с полярными районами.

Средняя глобальная скорость образования  $^{14}\text{C}$  в атмосфере ( $Q$ ) под действием галактических космических лучей (ГКЛ) оценивается как  $1.6\text{--}2 \text{ ат}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а для  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  она составляет  $\sim 0.021 \text{ ат}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  и  $\sim 0.0011 \text{ ат}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , соответственно (Бир и др., 2012; Ковальцов и др., 2012). Распределение скорости генерации по высоте (отношение

скорости генерации в стратосфере и тропосфере,  $Q_C/Q_T$ ) зависит от энергетического спектра и типа первичных падающих на атмосферу частиц, а также от географической широты. Это отношение определяется как локальным положением тропопаузы, так и магнитным обрезанием, которые существенно выше в тропиках по сравнению с полярными районами. Для усредненного по циклу солнечной активности энергетического спектра ГКЛ доля  $Q_C$  и  $Q_T$  от общего атмосферного производства для  $^{14}\text{C}$  составляет 65% и 35%, соответственно (Масарик и Бир, 2009). Примерно такие же пропорции характерны и для других рассматриваемых нами радионуклидов.

### **3. Связь скорости образования нуклидов и их измеряемых концентраций**

Измеряемые концентрации  $^{14}\text{C}$  в кольцах деревьев непосредственно отражают его содержание в тропосфере, а концентрация  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  в ледниках Антарктики и Гренландии определяется их локальной скоростью осаждения из тропосферы и скоростью аккумуляции льда. Поскольку характерное время попадания в тропосферу образованных в стратосфере нуклидов составляет от полутора до трех лет (Блинов и др., 2000; Хейкила и др., 2009а), то любые вариации скорости стратосферного образования при переносе в тропосферу будут ослаблены по амплитуде и будут запаздывать по времени. Обмен воздушными массами между стратосферой и тропосферой является сложным сезонным динамическим процессом, наиболее интенсивно протекающим в современной атмосфере весной в умеренных широтах. Любые процессы в верхней атмосфере, увеличивающие высоту тропопаузы, приводят к изменению соотношения  $Q_C/Q_T$ . Кроме того, они могут приводить к увеличению частоты "прорывов" тропопаузы и резким перемещениям стратосферного воздуха в тропосферу, что ведет к вариациям содержания  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  в образцах даже при неизменной глобальной скорости их образования.

Образуясь в атмосфере,  $^{14}\text{C}$  мгновенно окисляется до  $^{14}\text{CO}_2$  и включается в глобальный углеродный цикл. Этот изотоп распределяется по различным углеродосодержащим резервуарам, в число которых помимо стратосферы и тропосферы входят также биосфера, гумус и океан с его поверхностными и глубинными слоями. Восстановление амплитуды и временного хода скорости образования  $^{14}\text{C}$  из измеренных концентраций должно производиться на базе моделей переноса. Основные характеристики этих моделей — времена  $\tau_{ij}$  переходов между хорошо перемешанными резервуарами. Рассматриваемые нами сверхмощные солнечные вспышки можно считать мгновенными по сравнению с характерными временами перемешивания в атмосфере (более года). Ранее нами было показано, что для объяснения амплитуды и ширины пика  $^{14}\text{C}$  для события 774–775 гг. н.э.,

требуется импульсная инжекция  $\sim 1.7 \cdot 10^8$  ат/см<sup>2</sup> радиоуглерода в атмосферу Земли (Павлов и др., 2013a,b).

Что касается <sup>10</sup>Be, образованного в стратосфере, то в течение примерно полутора лет он оседает на поверхность Земли с аэрозолями в основном в средних широтах. <sup>10</sup>Be тропосферного происхождения в течение нескольких недель переносится на поверхность преимущественно вблизи места своего образования. Локальная скорость осаждения определяется двумя механизмами:

1. выпадение с осадками в виде дождя и снега (wet deposition);
2. осаждение на атмосферных аэрозолях с последующим гравитационным выпадением (dry deposition).

Выпадение стратосферного <sup>10</sup>Be определяется сложными сезонными процессами, вызывающими поступление стратосферного воздуха в тропосферу, прежде всего, в области умеренных широт. Доля стратосферного <sup>10</sup>Be, выпадающего в полярных районах — Центральная Антарктида и Центральная Гренландия зависит, в основном, от процессов переноса аэрозолей в атмосфере от умеренных широт к полярным (Дибб и др., 1994). Подтверждением существования такого переноса являются измерения малых количеств (10–100 нг/г) морских и континентальных аэрозолей в ледяных ядрах Антарктиды и Гренландии. Выпадение радионуклидов стратосферного происхождения подтверждается обнаружением в ядрах радионуклидов, инжестрированных в стратосферу во время ядерных испытаний, так называемый «бомб-пик». Однако реальное соотношение <sup>10</sup>Be тропосферного и стратосферного происхождения, выпадающего в полярных районах, до сих пор точно не определено.

Существенным и трудно учитываемым фактором при интерпретации измерений <sup>10</sup>Be является датировка ледяных ядер, зависящая от скорости аккумуляции льда. Как правило, связь глубины горизонта ледника и его возраста основана на локальных гляциологических моделях и на реперных привязках по времени, хорошо поддающихся независимой датировке (известные вулканические выбросы, вариации отношения <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O). Связь потока <sup>36</sup>Cl на поверхность со скоростью его образования в атмосфере не менее сложна по сравнению с <sup>10</sup>Be, поскольку <sup>36</sup>Cl может присутствовать в атмосфере в составе аэрозоля в атмосферных осадках и в газообразной форме. Однако, благодаря детальному исследованию геохимического цикла хлора (Градель и Кинэ, 1996), а также сравнению амплитуды «бомб-пика» в концентрации <sup>36</sup>Cl, измеренного в высокогорных и полярных ледниках (Хейкила и др., 2009b), удастся оценить широтное распределение его выпадения из стратосферы.

#### **4. Производство изотопов в мощных солнечных событиях**

Для моделирования изотопного следа от солнечных вспышек необходимо знать энергетический спектр протонов. Измерения спектральных характеристик событий начались только в конце 50-х гг. прошлого века. Причем ранние наблюдения проводились исключительно с помощью наземных нейтронных мониторов, которые не давали сведений о частицах с энергиями меньше, чем  $\sim 1$  ГэВ. Начиная с 70-х гг., начались измерения и в области малых энергий с помощью космических аппаратов.

Как общее образование космогенных изотопов в атмосфере, так и соотношение  $Q_C/Q_T$  сильно зависят от энергии первичных частиц. Известно, что даже при одинаковой энергии, привносимой в атмосферу, солнечные вспышки могут значительно отличаться по потоку протонов и по форме их энергетического спектра. Поэтому в нашей работе моделирование проводилось для ряда конкретных наиболее мощных событий с известными параметрами спектров и потоков частиц.

Обычно дифференциальные спектры солнечных вспышек описываются экспоненциальным, степенным законом или их комбинацией (так называемая Бэнд-функция). Используемые в настоящей работе спектры приведены на Рис. 1, а их параметры взяты из работ (Тилка и Дитрих, 2008; Ройдев и др., 2011; Усоскин и др., 2011). Результаты моделирования среднего глобального производства космогенных радионуклидов в атмосфере и их отношений для различных известных мощных солнечных вспышек приведены в Таблице 1.

Наши расчеты показывают, что для объяснения пика  $^{14}\text{C}$  в 774–775 гг.н.э. полная энергия в ускоренных частицах для гипотетической солнечной вспышки должна быть в 70–7000 раз выше, чем в рассмотренных нами событиях. В частности, для вспышки 23.02.1956 г. (с наиболее жестким спектром) требуемое увеличение составляет  $\sim 70$  раз, что близко к оценке Усоскина и др., 2013 ( $\sim 40$  раз). Для события 04.08.1972 г., имеющего наиболее мягкий спектр, оно составляет  $\sim 110$  раз. При этом отношение глобального производства  $Q(^{14}\text{C})/Q(^{10}\text{Be})$  для рассматриваемых нами событий практически не меняется, а отношение  $Q(^{14}\text{C})/Q(^{36}\text{Cl})$  возрастает в  $\sim 4$ –5 раз с увеличением жесткости события.

В Таблице 1 также приведены отношения глобального производства  $^{14}\text{C}$  к производству  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  в полярной тропосфере, что может быть важно с точки зрения возможных локальных эффектов фиксации этих нуклидов в полярных льдах (см. ниже).

## 5. Анализ возможных причин события 774–775 гг.н.э.

Интерпретация события 774–775 гг.н.э. как следствия сверхмощной солнечной вспышки встречается со значительными трудностями. Прежде всего, обращает на себя внимание отсутствие значимого пика в концентрации  $^{10}\text{Be}$  в кернах полярного льда соответствующего возраста в Гренландии (Юу и др., 1997). Согласно современным представлениям льды Гренландии содержат  $^{10}\text{Be}$  как тропосферного, так и стратосферного происхождения, причем доля стратосферного  $^{10}\text{Be}$  может составлять от 30% до 65%, что косвенно следует из амплитуды измеренной вариации в 11-летнем цикле солнечной активности (Бергрэн и др., 2009). Общее количество инжектируемого в атмосферу  $^{10}\text{Be}$  от сверхмощной солнечной вспышки должно быть в 15–17 раз меньше, чем инжектированного  $^{14}\text{C}$  (см. Таблицу 1). Абсолютное значение этой величины для  $^{10}\text{Be}$  составляет  $\sim 10^7$  ат/см<sup>2</sup>, что в 20–30 раз больше расчетных значений глобального среднегодового производства  $^{10}\text{Be}$  от ГКЛ.

Поскольку время жизни  $^{10}\text{Be}$  в атмосфере составляет всего 1–2 года, то даже при минимальном вкладе стратосферного  $^{10}\text{Be}$  (30%) в его содержании во льду должен наблюдаться короткий (2–3 года) пик с амплитудой, в несколько раз превышающей средний уровень. Отсутствие такого пика в рамках гипотезы сверхмощной солнечной вспышки может быть объяснено для Гренландии только при нереалистичном предположении, что вклад образованного в стратосфере  $^{10}\text{Be}$  пренебрежимо мал (менее 3–5%), а концентрация  $^{10}\text{Be}$  во льду определяется только его производством в полярной тропосфере. В этом случае согласно Таблице 1 отношение  $Q(^{14}\text{C})/Q(^{10}\text{Be}_{\text{троп поляр}})$  находится в пределах от 1100 до 4400. В результате импульсный вклад от «жестких» событий (аналогов вспышки 23.02.1956 г.) для  $^{10}\text{Be}$  мог составлять  $\sim 1.6 \cdot 10^5$  ат/см<sup>2</sup>. Это значение примерно соответствует  $\sim 50$ – $100\%$  среднегодовой скорости выпадения в районе бурения керна GRIP (Гренландия). Для «мягких» событий (аналогов вспышки 04.08.1972 г.) обсуждаемый вклад оказывается в несколько раз меньше и мог составлять  $\sim 4 \cdot 10^4$  ат/см<sup>2</sup>.

В кернах центральной Антарктиды в интересующем нас временном интервале существует только одно измерение значимого кратковременного повышения концентрации  $^{10}\text{Be}$  на станции Dome Fuji (Хориучи и др., 2008). Превышение над средним уровнем составляет  $\sim 30\%$  на временном интервале 10 лет (предел временного разрешения данных). Оценки вклада стратосферного  $^{10}\text{Be}$  здесь меняются в еще более широком диапазоне значений по сравнению с Гренландией. В ряде работ предполагается, что этот вклад мал, и определяющим является выпадение  $^{10}\text{Be}$ , образованного

непосредственно в полярной тропосфере (Райсбек и Юу, 1981; Кочаров и др., 1989; Константинов и др., 1992). Напротив, в других работах предполагается существенный, но меньший, чем в Гренландии, вклад стратосферного  $^{10}\text{Be}$  (Хейкила и др., 2009a,b). В обоих случаях возникает очевидное противоречие с данными по Гренландии, так как в Гренландии пик  $^{10}\text{Be}$  должен быть большей или такой же амплитуды за счет большего вклада стратосферного  $^{10}\text{Be}$  при примерно равном образовании  $^{10}\text{Be}$  в полярной тропосфере Антарктиды и Гренландии.

Таким образом, для объяснения имеющихся данных по  $^{14}\text{C}$  и  $^{10}\text{Be}$  в рамках гипотезы сверхмощного солнечного события нужно предположить, что вклад стратосферного  $^{10}\text{Be}$  пренебрежимо мал как в Антарктиде, так и в Гренландии, и что спектр события был «мягким», аналогичным вспышке 1972 года. Более того, даже такое нереалистичное предположение вызвало бы обратную наблюдаемой асимметрию сигнала  $^{10}\text{Be}$  в Антарктике и Гренландии. При этом интегральный по времени поток протонов ( $>30$  МэВ) должен был бы в 110 раз превосходить поток в событии 1972 года, а полное энергосодержание такой вспышки составить  $\sim 6 \times 10^{34}$  эрг.

Другой существенной трудностью гипотезы сверхмощной солнечной вспышки являются предварительные результаты регистрации в керне GRIP значительного кратковременного возрастания концентрации  $^{36}\text{Cl}$  (Усоскин и др., 2013). Отношение глобального производства  $Q(^{10}\text{Be})/Q(^{36}\text{Cl})$  меняется для разных вспышек и составляет 7–28, а отношение их производства в полярной тропосфере меняется от 60 для вспышки 23.02.1956 г. до 110 в событии 04.08.1972 г. (Таблица 1). На длительной временной шкале среднее измеряемое отношение концентраций изотопов  $^{10}\text{Be}/^{36}\text{Cl}$  во льду находится в пределах 20–40. Эти изотопы непрерывно производятся ГКЛ также с отношением  $Q(^{10}\text{Be})/Q(^{36}\text{Cl}) \sim 20$ . Поэтому любое значимое возрастание содержания  $^{36}\text{Cl}$ , связанное с солнечной вспышкой, должно сопровождаться существенным пиком в содержании  $^{10}\text{Be}$  независимо от различий в транспортных процессах для  $^{36}\text{Cl}$  и  $^{10}\text{Be}$ . Аналогичная картина должна наблюдаться и в Антарктиде, так как воздействие солнечных вспышек симметрично для северных и южных полярных районов Земли. Однако в настоящее время данные с хорошим временным разрешением для  $^{36}\text{Cl}$  в Антарктиде отсутствуют. Таким образом, при подтверждении наличия пика в концентрации  $^{36}\text{Cl}$ , связанного с событием 774–775 гг.н.э., возникнет очевидное противоречие с гипотезой сверхмощной солнечной вспышки из-за отсутствия значительных пиков в содержании  $^{10}\text{Be}$  в этот период.

Альтернативное объяснение события 774–775 гг.н.э., основанное на воздействии на атмосферу ГГВ, было предложено в работах (Гамбарян и Нойхозер, 2012; Павлов и др.,



2013a,b). Для гамма-излучения отношения генерируемых радионуклидов,  $Q(^{10}\text{Be})/Q(^{14}\text{C})=(1.25-2.5)\cdot 10^{-3}$  и  $Q(^{10}\text{Be})/Q(^{36}\text{Cl})\sim 2$ , оказываются значительно меньше по сравнению с протонными событиями. Для объяснения амплитуды повышения концентрации  $^{14}\text{C}$  в кольцах деревьев требуется поток энергии гамма-излучения на границе атмосферы  $(1.8-5)\cdot 10^6$  эрг/см<sup>2</sup>. Такой поток может быть обеспечен гамма-событиями с полной энергетикой в модели изотропного излучения в интервале  $10^{50}-10^{55}$  эрг и расстоянием до источника 0.5–150 кпк (см. Павлов и др., 2013a,b). При этом общее производство  $^{10}\text{Be}$  составляет всего  $(2-4)\cdot 10^5$  ат/см<sup>2</sup>. Кроме того, генерация всех радионуклидов происходит исключительно в стратосфере, что дополнительно уменьшает выпадение  $^{10}\text{Be}$  в полярных районах. Поэтому амплитуда повышения его концентрации в керне льда за счет дополнительного образования в обсуждаемом событии не может быть больше 20–50% от среднегодового уровня. Еще одной особенностью воздействия на атмосферу гамма-события является локализация производимых эффектов в области атмосферы, направленной на источник излучения. При этом степень воздействия может сильно отличаться для полярных районов в Северном и Южном полушариях. В частности, ионизация стратосферы приводит к обеднению озонового слоя за счет производства большого количества молекул свободных радикалов  $\text{NO}_x$ , уничтожающих озон в каталитических реакциях (Томас и др., 2005). В начальный момент такое обеднение является максимальным в зенитной точке в направлении на источник. В свою очередь, уменьшение озонового слоя приводит к уменьшению температуры нижней стратосферы. Этот эффект увеличивает высоту тропопаузы и может интенсифицировать обмен воздушными массами между тропосферой и стратосферой из-за большей "проницаемости" этой границы для тропосферных возмущений (циклоны, антициклоны и др.). В результате ускоряется обмен воздушными массами и растет поступление радионуклидов из стратосферы в тропосферу. В этом случае тропосферная концентрация  $^{10}\text{Be}$  и, следовательно, скорость его выпадения может расти даже без увеличения глобальной скорости генерации. Наши расчеты показали, что увеличение высоты полярной тропопаузы всего на 1–2 км может приводить к увеличению  $Q_T(^{10}\text{Be})$  от ГКЛ в тропосфере на 30–50%. В случае, если скорость выпадения  $^{10}\text{Be}$  в центральной Антарктиде определятся, в основном, его производством в тропосфере, этого эффекта было бы достаточно для объяснения наблюдаемого пика в содержании  $^{10}\text{Be}$  в керне. Если же вклад стратосферного  $^{10}\text{Be}$  является существенным, то усиление обменных процессов также приведет к дополнительному увеличению его выпадения. Детальные расчеты изменений скорости обмена стратосфера-тропосфера дают неопределенные результаты, а

их уточнение выходит за рамки настоящей работы. Однако ранее мы уже показывали, что для объяснения временного профиля измеренного сигнала в  $^{14}\text{C}$  для события 774–775 гг.н.э. требуется существенное (в 1.5–2 раза) ускорение обменных процессов между стратосферой и тропосферой относительно стационарного уровня (Павлов и др., 2013b).

Начальный эффект ослабления озонового слоя, вызванный ГГВ, может быть локализован как в Северном, так и в Южном полушариях с последующим распространением на всю стратосферу. Процесс распространения связан с переносом окислов азота, образовавшихся в результате ионизации. Возвращение к равновесию может продолжаться несколько лет и сопровождается уменьшением величины эффекта со временем (Томас и др., 2005). Результатом является возможная асимметрия сигнала в концентрации  $^{10}\text{Be}$  для Северного и Южного полушарий.

Для солнечных вспышек ионизация и, как следствие, уменьшение озонового слоя в полярных областях происходят симметрично. Поэтому этот эффект вызовет дополнительное симметричное выпадение  $^{10}\text{Be}$  как в Гренландии, так и в Антарктиде.

## **6. Заключение**

Результатом настоящей работы является сравнение изотопных следов, оставляемых в земных архивах сверхмощными солнечными вспышками и ГГВ. Показано, что они имеют ряд качественных особенностей, которые могут быть проверены в будущих экспериментах по измерению импульсных сигналов в  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$ . Но, даже основываясь на уже имеющихся данных, можно утверждать, что гипотеза Галактического гамма-всплеска имеет существенные преимущества для объяснения события 774–775 гг.н.э. по сравнению с предполагаемым воздействием на атмосферу сверхмощной солнечной вспышки. Эти преимущества состоят в следующем.

Во-первых, это различные отношения  $Q(^{10}\text{Be})/Q(^{14}\text{C})$ , которые для солнечной вспышки оказываются в 20–40 раз больше. Это, в частности, позволяет объяснить отсутствие значимого сигнала  $^{10}\text{Be}$  в Гренландском льду в рамках гипотезы Галактического гамма-всплеска, что невозможно в рамках альтернативной гипотезы.

Во-вторых, отношение  $Q(^{10}\text{Be})/Q(^{36}\text{Cl})$  оказывается в 10 раз меньше для гамма-всплеска по сравнению с таким же отношением для солнечных вспышек, что позволяет объяснить наличие сигнала  $^{36}\text{Cl}$  в Гренландии при отсутствии сигнала  $^{10}\text{Be}$ .

В-третьих, асимметрия воздействия ГГВ относительно полярных областей может быть причиной асимметричного сигнала в  $^{10}\text{Be}$  (Гренландия/Антарктида), который также невозможно объяснить в рамках гипотезы о сверхмощной солнечной вспышке. Короткое

время воздействия ГГВ на атмосферу (несколько секунд) и возможность географической локализации вне зоны видимости из Европы и Азии также дают возможность избежать визуальной регистрации этого события и, следовательно, объяснить его отсутствие в исторических хрониках.

Для объяснения изотопного следа события 774–775 гг.н.э. параметры возможной солнечной вспышки должны иметь «мягкий спектр» (аналог вспышки 1972 года, а не предполагаемый обычно аналог события 1956 года). Кроме того, требуется также дополнительное нереалистичное предположение о выпадении  $^{10}\text{Be}$  в Гренландии только из полярной тропосферы. Полное энерговыделение в таком событии на Солнце должно было достигать  $\sim 6 \times 10^{34}$  эрг, что в 110 раз превосходит вспышку 04.08.1972 г., наиболее мощное событие, которое регистрировалось космическими аппаратами. При этом частота возникновения таких сверхмощных событий не согласуется с распределением солнечных вспышек по их мощности, определенной на основе как прямых измерений на спутниках и баллонах, так и на основе измерений содержания космогенных изотопов в образцах лунного грунта на длительной временной шкале (Кливер и др., 2014).

Таким образом, наш анализ показывает, что объяснение аномального события 774–775 гг.н.э. с помощью гипотетической сверхмощной солнечной вспышки сталкивается с большими трудностями, и более предпочтительной является гипотеза Галактического гамма-всплеска.

### ***Список литературы***

- Бир и др. (Beer, J., McCracken, K., and von Steiger R.), *Cosmogenic Radionuclides, Physics of Earth and Space Environments Series*. Springer, Heidelberg, Dordrecht, London, New York (2012).
- Бергрэн и др. (Bergren A.M., Beer J., Possnert G., Aldahan A., Kubik P., Christ M., Johnsen S. J., Abreu J., and B. M. Vinther) *Geophys. Res. Letters*. **36**, L11801 (2009).
- Блинов и др. (Blinov A., Massonet S., Sachsenhauser H., Stan-Sion C., Lazarev V., Beer J., Synal H.-A., Kaba M., Masarik J., Nolte E.), *Nuclear Instruments and Methods in Phys. Res.* **B172**, 539 (2000).
- Гамбарян и Нойхойзер (Hambaryan V.V. and Neuhäuser R.), *MNRAS*, **430**, 32 (2013).
- Градель и Кинэ (Graedel T.E. and Keene W.C.), *Pure Appl. Chem.* **68**, 9, 1689 (1996).
- Джул и др. (Jull A.J.T., Panyushkina I.P., Lange T.E., Kukarskih V.V., Myglan V.S., Clark K.J., Salzer M.W., Burr G.S., and Leavitt S.W.), *Geophys. Res. Lett.*, 41, doi:10.1002/2014GL059874, (2014).

- Дибб и др. (Dibb J.E., Merker L.D., Finkel R.C., Southon J.T., Caffee M.W., Barrie L.A.), *J. Geophys. Res.*, **99**, 12,855-12,864 (1994).
- И Лиу и др. (Yi Liu, Zhao-feng Zhang, Zi-cheng Peng, Ming-xing Ling, Chuan-Chou Shen, Wei-guo Liu, Xiao-chun Sun, Cheng-de Shen, Ke-xin Liu and Weidong Sun), *Scientific Reports*, **4**: 3728, DOI: 10.1038/srep03728 (2014).
- Кливер Е.В. и др. (Cliver, E.W., Tylka, A.J., Dietrich, W.F. and Ling, A.G.), *Astrophys. J.* **781**, 32 doi:10.1088/0004-637X/781/1/32 (2014).
- Ковальцов, Мишев, Усоскин (Kovaltsov G.A., Mishev A., Usoskin I.G.), *Earth and Planetary Science Letters* **337**, 114 (2012).
- Кочаров и др. (Kocharov G.E., Blinov A.V., Konstantinov A.N., Levchenko V.A.), *Radiocarbon.*, **31**. № 2, 163 (1989).
- Лал и Петерс (Lal D. and Peters B.), *Handbuch der Physik* **46/2**, 551 (1967).
- Масарик и Бир (Masarik J. and Beer J.), *J. of Geophys. Research* **114**, D11103 (2009), doi:10.1029/2008JD010557.
- Мияки и др. (Miyake F., Nagaya K., Masuda K., Nakamura T.), *Nature* **486**, 240 (2012), doi:10.1038/nature11123.
- Павлов и др., ПАЗ, **39**, 9, 643 (2013а).
- Павлов и др. (Pavlov, A.K., Blinov A. V., Konstantinov A. N., Ostryakov V. M., Vasilyev G. I., Vdovina M. A. and P. A. Volkov), *MNRAS*, **435**, 4, 2878 (2013b).
- Райсбек и Юу (Raisbeck G.M. and Yiou F.), *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 101501018, 1981.
- Ройдев К. и др. (K. Rojdev, B. Atwell, A. J. Tylka, W.F. Dietrich, F. Badavi), *AIAA International Conference on Environmental Systems*, AIAA 2011–5253 (2011).
- Тилка А. и Дитрих В. (Tylka A.J. and Dietrich W.F.), *37 COSPAR Scientific Assembly*, D23-0003-08 (2008).
- Томас и др. (Thomas B., Melott A. L., Jackman C. H., Laird C. M., Medvedev M. V., Stolarski R. S., Gehrels N., Cannizzo J. K. et al.), *Astrophys. J.* **634**, 509 (2005).
- Усоскин и др. (Usoskin I. G., Kovaltsov G. A., Mironova I. A., Tylka A. J. and Dietrich W. F.), *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 1979–1988 (2011).
- Усоскин и др. (Usoskin I. G., Kromer B., Ludlow F., Beer J., Friedrich M., Kovaltsov G. A., Solanki S. K. and Wacker L.), *A&A*, **552**, L3 (2013).
- Хейкила и др. (Heikkila U., Beer J. and Feichter J.), *Atmos. Chem. Phys.* **9**, 515 (2009a).
- Хейкила и др. (Heikkila U., Beer J., Feichter J., Alfimov V., Synal H.-A., Schotterer U., Eichler A., Schwikowski M. and Thompson L.), *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 4145 (2009b).
- Хориучи и др. (Horiuchi K., Uchida T., Sakamoto Y., Ohta A., Matsuzaki H., Shibata Y., Motoyama H.), *Quat. Geochronol.* **3**, 253 (2008).

Юу Ф. и др. (Yiou, F., Raisbeck, G.M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik et al.), Journal of Geophysical Research 102: doi: 10.1029/97JC01265. issn: 0148-0227 (1997).

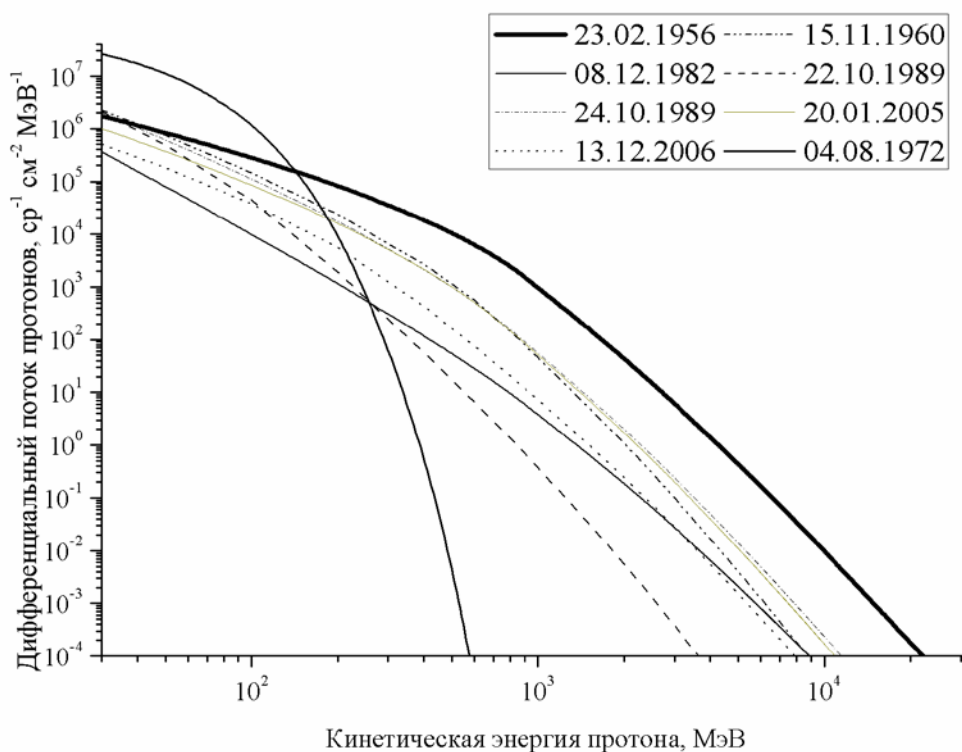


Рисунок 1. Дифференциальные энергетические спектры протонов от 8 известных мощных солнечных вспышек, проинтегрированные по времени события.

Таблица 1. Производство радионуклидов  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и  $^{36}\text{Cl}$  (глобальное и тропосферное в полярных областях, ат/см<sup>2</sup>) и их отношения для различных пар изотопов от различных солнечных вспышек с известными спектрами.

	23.02.1956	15.11.1960	08.12.1982	22.10.1989	24.10.1989	20.01.2005	13.12.2006	04.08.1972
$^{14}\text{C}$ , ат/см <sup>2</sup>	$2,5 \times 10^6$	$3,9 \times 10^5$	$2,3 \times 10^4$	$5,4 \times 10^4$	$3,3 \times 10^5$	$3,0 \times 10^5$	$8,0 \times 10^4$	$1,5 \times 10^6$
$^{10}\text{Be}$ , ат/см <sup>2</sup>	$1,4 \times 10^5$	$2,7 \times 10^4$	$1,4 \times 10^3$	$3,5 \times 10^3$	$2,0 \times 10^4$	$1,8 \times 10^4$	$5,0 \times 10^3$	$9,6 \times 10^4$
$^{36}\text{Cl}$ , ат/см <sup>2</sup>	$5,2 \times 10^3$	$1,4 \times 10^3$	$1,8 \times 10^2$	$5,2 \times 10^2$	$1,2 \times 10^3$	$9,2 \times 10^2$	$3,2 \times 10^2$	$1,2 \times 10^4$
$^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$	$1,7 \times 10^1$	$1,6 \times 10^1$	$1,6 \times 10^1$	$1,6 \times 10^1$	$1,6 \times 10^1$	$1,7 \times 10^1$	$1,6 \times 10^1$	$1,5 \times 10^1$
$^{14}\text{C}/^{36}\text{Cl}$	$4,7 \times 10^2$	$2,7 \times 10^2$	$2,0 \times 10^2$	$1,0 \times 10^2$	$2,8 \times 10^2$	$3,2 \times 10^2$	$2,5 \times 10^2$	$1,2 \times 10^2$
$^{10}\text{Be}/^{36}\text{Cl}$	$2,8 \times 10^1$	$1,7 \times 10^1$	$1,2 \times 10^1$	$6,6 \times 10^0$	$1,7 \times 10^1$	$2,0 \times 10^1$	$1,5 \times 10^1$	$7,8 \times 10^0$
$^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}_{\text{trop polar}}$	$1,1 \times 10^3$	$1,5 \times 10^3$	$1,6 \times 10^3$	$3,3 \times 10^3$	$1,4 \times 10^3$	$1,4 \times 10^3$	$1,6 \times 10^3$	$4,4 \times 10^3$
$^{14}\text{C}/^{36}\text{Cl}_{\text{trop polar}}$	$6,5 \times 10^4$	$9,9 \times 10^4$	$1,0 \times 10^5$	$3,3 \times 10^5$	$9,2 \times 10^4$	$8,7 \times 10^4$	$1,1 \times 10^5$	$4,9 \times 10^5$