

МЕТЕОХАРАКТЕРИСТИКА ЭНЕРГИЧНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Е. К. Свечникова¹, Н. В. Ильин, Е. А. Мареев

Институт прикладной физики Российской академии наук, Нижний Новгород, Россия

Грозовые облака являются источниками энергичного излучения, основные компоненты которого — гамма-частицы и электроны. Излучение создается при ускоренном движении электронов в электрическом поле облака и наблюдается с помощью спутниковых и наземных детекторов. Исследование излучения грозовых облаков требует анализа совокупности данных о распределении водяных частиц в облаке и сформированной ими электрической структуре. В данной работе сопоставлены сведения о метеорологических условиях энергичного излучения грозовых облаков, полученные с помощью анализа спутниковых наблюдений в инфракрасном и оптическом диапазонах.

Thunderclouds act as sources of energetic radiation, the main components of which are gamma particles and electrons. The radiation can be registered by satellite or ground-based detectors. The effect is caused by bremsstrahlung of electrons accelerated by the cloud electric field. The study of high-energy atmospheric phenomena requires an analysis of data on the distribution of cloud particles and the electrical structure formed by them. This paper compares information on meteorological conditions for energetic emission from thunderclouds, obtained from satellite observations in the infrared and optical ranges.

PACS: 92.60.hx

ВВЕДЕНИЕ

Грозовые события, происходящие в атмосфере Земли, являются источником фотонов с энергией в диапазоне 10 кэВ – 100 МэВ. Гамма-излучение грозовых облаков принято делить на два типа в зависимости от направления распространения и условий наблюдения. Потoki, направленные вверх, фиксируются приборами на спутниковых аппаратах в виде гамма-вспышек земного происхождения (terrestrial gamma-ray flashes, TGF) [1]. Регистрируемое наземными детекторами возрастание потока энергичных частиц под грозовыми облаками называется приземным увеличением потока энергичных частиц (thunderstorm ground enhancement, TGE) [2]. Оба типа событий сопровождаются излучением электронов в диапазоне энергий 10 кэВ – 100 МэВ.

Изучение энергичных атмосферных событий началось с открытия в 1994 г. гамма-вспышек земного происхождения на основе данных детектора BATSE (the Burst and

¹E-mail: svechnikova@ipfran.ru

Transient Source Experiment) спутника Compton Gamma Ray Observatory [3]. Основная часть наблюдательных данных о TGF сейчас получена благодаря детекторам на космических аппаратах (BATSE, RHESSI (Reuven Ramaty High Energy Spectroscopic Imager), AGILE (Astro rivelatore Gamma a Immagini LEggero), The Fermi GBM (Gamma-Ray Burst Monitor)). TGF регистрируется в виде всплеска гамма-излучения длительностью 1–100 мкс. Благодаря малой плотности высоких слоев атмосферы излучение грозовых облаков достигает спутниковых аппаратов на расстоянии 450–550 км от места возникновения (на высоте 12–17 км).

Явление увеличения (относительно фонового значения) приземного потока энергичных фотонов и электронов под грозовыми облаками впервые было обнаружено и активно изучается с помощью оборудования исследовательской станции Арагац в Армении. TGE наблюдается как поток электронов и фотонов с энергиями 10 кэВ – 100 МэВ, с характерной длительностью 1–100 мс [4]. В диапазоне энергий 10 кэВ – 3 МэВ анализ показаний детекторов затруднен необходимостью определения вклада излучения продуктов распада радона. По этой причине основное внимание при изучении TGE уделяется высокоэнергичной компоненте (выше 3 МэВ).

Сведения об излучении гроз в мягком ультрафиолетовом диапазоне, коррелирующем с молниевой активностью, дополняются измерениями, произведенными с помощью детектора ТУС на спутнике «Ломоносов» [5, 6]. Можно полагать, что наблюдаемые всплески излучения, подобно TGE и TGF, могут создаваться как отдельными стадиями молниевых разрядов, так и ускорением электронов в электрическом поле облака вне процесса молниевых разрядов.

В основе энергичного излучения гроз лежит механизм убегания электронов при движении в атмосфере под действием электрического поля [7, 8]. В электрическом поле, величина которого превосходит пороговое значение $E_{th} = 2,8 \cdot 10^5 \text{ В} \cdot \text{м}^{-1} \times n$ (n — плотность воздуха относительно ее значения на уровне моря), возможно ускорение электронов. Эффект обеспечивается тем, что увеличение энергии электрона под действием электрического поля превосходит потерю энергии от взаимодействия с частицами воздуха. Ускоряются будут электроны с энергией в диапазоне, определяемом напряженностью электрического поля. Для остальных электронов сила сопротивления преобладает над ускоряющей силой. Характерная энергия «убегающего» электрона составляет около 7 МэВ. Убегающими могут стать достаточно энергичные электроны вторичных космических лучей. Генерация новых энергичных электронов при взаимодействии исходных частиц с воздухом приводит к лавинному размножению убегающих электронов [9–11]. Сопутствующее распространению электронных лавин тормозное излучение может обнаруживаться в виде энергичных атмосферных событий — TGF и TGE.

Максимальная напряженность электрического поля, достоверно наблюдавшегося в облаке, близка к пороговому полю убегания E_{th} [12]. Областью сильного поля называется область, в которой напряженность электрического поля превосходит пороговое значение. Электрическая структура облака близка к чередованию горизонтальных слоев, в каждом из которых электрическое поле направлено вверх или вниз [13], что способствует ускорению электронов вниз или вверх соответственно. Энергичные электроны, движущиеся вверх, приводят к возникновению TGF. Направленные к земле электронные лавины излучают фотоны, регистрируемые как TGE. Выяснение структуры электрического поля, обуславливающего образование лавин убегающих электро-

нов, требует определения концентрации твердых и жидких гидрометеоров (облачных частиц). Твердые облачные частицы (снег, лед, снежная крупа) являются основными носителями заряда в облаке и определяют распределение электрического поля.

При сопоставлении характеристик излучения в составе явлений TGF и TGE необходимо учитывать, что перед достижением детекторов потоки энергичных частиц проходят через разные слои атмосферы. Излучение TGF поглощается в атмосфере над местом возникновения (выше 12–17 км), излучение TGE взаимодействует с гораздо более тонким и плотным слоем атмосферы под облаком. Таким образом, излучения TGF и TGE испытывают влияние облачных частиц и электрического поля облака при существенно различных условиях (моделирование поглощения излучения TGF в атмосфере при усредненных параметрах выполнено в [14]). Кроме того, возможность исследования строения облака, как правило, ограничена использованием интегральных характеристик (радарные и спутниковые данные), не дающих детальной информации о конкретном виде распределения плотности облачных частиц и заряда в облаке. Таким образом, наблюдаемые отличия характеристик событий TGF и TGE не опровергают существования общих стадий развития данных явлений.

Изучение TGF и TGE сходными методами ограничено спецификой условий наблюдения. Совместное рассмотрение метеохарактеристик TGF и TGE создает общую картину связи параметров грозовых систем с вероятностью развития потоков энергичных электронов и фотонов. Далее описываются способы и результаты исследований физических характеристик облаков, создающих гамма-излучение, а также обобщаются сведения об условиях возникновения явлений TGF и TGE.

1. ГАММА-ВСПЫШКИ ЗЕМНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В последние десять лет ведутся активные исследования не только свойств гамма-излучения TGF, но и условий его возникновения. Свойства создающих TGF облаков изучаются на основе спутниковых изображений в инфракрасном и оптическом диапазонах. Особое внимание уделяется вопросу взаимосвязи TGF и молниевых разрядов, имеющему прямое отношение к механизму развития TGF. Далее кратко излагаются основные выводы публикаций за 2010–2019 гг., посвященных метеорологическим свойствам облаков, обуславливающих TGF.

Определение свойств грозовых событий, влияющих на вероятность развития TGF, ведется путем сравнения свойств гроз, сопровождающихся и не сопровождающихся TGF. Основные рассматриваемые характеристики — строение и динамика развития конвективной структуры, интенсивность молниевой активности (до, во время и после TGF), содержание облачных частиц разных видов.

Для определения свойств создающих TGF облаков используются изображения инфракрасного и оптического диапазона с пространственным разрешением 5 км, полученные с геостационарных спутников (GOES-9, GOES-10, GOES-12, GMS, Meteosat-5, Meteosat-7, MTSAT). Часть данных обеспечивается спутником The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (изображения микроволнового, оптического и инфракрасного диапазонов с пространственным разрешением 30 км). Данные TRMM характеризуют трехмерное распределение осадков на основе результатов пассивного зондирования в микроволновом диапазоне. Информация о молниевой актив-

ности обеспечивается всемирной системой грозопеленгации WWLLN (The World Wide Lightning Location Network) [15] в виде значений времени и координаты молниевых разрядов (с погрешностью 5–10 км в зависимости от региона [16, 17]). Молниевый разряд, зарегистрированный WWLLN, считается ассоциированным с обнаруженным спутником TGF, если разность времен обнаружения разряда и TGF менее 500 мкс и спутник в момент обнаружения располагался достаточно близко к месту молниевых разряда (предельное значение определяется горизонтом видимости TGF спутником, что для RHESSI составляет около 700 км).

Показано, что распределение событий TGF подобно распределению молниевых вспышек по времени года (преимущественно летом: июнь–август в Северном полушарии и декабрь–февраль в Южном полушарии), местному солнечному времени (максимумы около 6 и 18 LST) и географическому месту возникновения (преимущественно над сушей и прибрежной зоной) [14, 18, 19]. Следует ожидать, что TGF, как и молниевые разряды, наиболее часто возникают в экваториальной области, ввиду интенсивной конвекции, способствующей образованию сильного электрического поля в облаках. Предположение еще окончательно не проверено потому, что наблюдения TGF выполнялись аппаратурой спутников с относительно маленьким наклоном орбиты (максимальное значение — $38,04^\circ$ для RHESSI). TGF, возникающие в более высоких широтах, остаются вне области видимости.

Геометрические характеристики и состав облаков, создающих TGF, а также корреляции TGF с молниевой активностью описаны в следующих исследованиях: [18] (805 TGF по данным RHESSI), [20] (103 TGF по данным RHESSI), [21] (887 TGF по данным Fermi GBM), [19] (72 TGF по данным AGILE). Основные выводы перечисленных публикаций состоят в следующем. Анализ, выполненный с учетом данных TRMM и метеорадара, свидетельствует о том, что TGF преимущественно возникают на высотах 11–17 км. Спутниковые наблюдения обеспечивают оценку сверху для высоты инициации TGF, так как обнаружение TGF, которые могут происходить в более низких слоях атмосферы, затруднено поглощением излучения в воздухе. По той же причине большинство регистрируемых TGF возникает в верхней части конвективных систем [21]. Вероятность возникновения TGF не обнаруживает зависимости от размера и конвективной мощности грозовой ячейки [18]. Данное наблюдение согласуется с тем, что для развития лавины убегающих электронов и, как следствие, генерации гамма-вспышки, решающую роль играет вертикальный, а не горизонтальный размер области сильного поля.

TGF развиваются преимущественно в облаках с высоким содержанием льда и воды, что показано в [20] на основе рассмотрения 103 грозовых событий, создавших TGF, и 9940 подобных грозовых событий, не сопровождавшихся регистрацией TGF при нахождении грозовой системы в области видимости аппаратуры спутника. Использование радарных данных об отдельных грозовых событиях позволяет составить детальную картину конвективной системы, создающей TGF ([18] о TGF над Мозамбикским проливом, [19] о TGF над Индонезией).

Известно, что присутствие водяных капель существенно повышает интенсивность процессов разделения заряда в облаке [22], таким образом способствуя образованию сильного электрического поля. В [21] на основе данных метеорадара NEXRAD о 24 TGF найдено, что минимальная концентрация воды в жидкой фазе в облаке составляет $0,54 \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$, что близко к верхней границе интервала характерных значений

концентрации воды в жидкой фазе в облаке $0,001-1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$ (оценено в [23] на основе данных спутника CloudSat).

Фундаментальный вопрос о взаимосвязи TGF и молниевых разрядов подпитывает интерес к временной корреляции этих событий. Так, в [14] на основе анализа данных спутника RHESSI и WWLLN о 619 событиях TGF найдено 51 событие, для каждого из которых определена связь с конкретным молниевым разрядом. Для так выбранных TGF исследовано соотношение времени возникновения TGF с временной эволюцией грозовой ячейки. Средняя величина промежутка времени между пиком молниевой активности и TGF составляет 38 мин, с очень большим стандартным отклонением в 98 мин. В [19] сопоставлены данные спутника AGILE о 72 событиях TGF с информацией о зафиксированных WWLLN молниевых разрядах. Сделан вывод, что наиболее часто TGF происходят во время пика молниевой активности (в 60 % случаев), в 17 % событий TGF возникает до пика молниевой активности и в 23 % — после нее. Пик молниевой активности определен как временной интервал длительностью 10 мин, во время которого количество молний в радиусе 25 км от рассматриваемой TGF максимально. Таким образом, для различных ансамблей событий TGF независимо установлено, что наиболее часто TGF возникает во время или сразу после пика молниевой активности.

Спутниковые метеолюбительские данные являются основным источником сведений о создающих TGF облаках. Перечисленные выше результаты охватывают все наиболее существенные найденные закономерности возникновения TGF. Обнаруженные взаимосвязи относительно малочисленны и не обобщены еще по различным условиям возникновения и развития феномена. В частности, открытым остается вопрос взаимовлияния TGF и молниевых разрядов, а значит, и вопрос механизмов обоих явлений.

2. ПРИЗЕМНЫЕ УВЕЛИЧЕНИЯ ПОТОКА ЧАСТИЦ

Приземные увеличения потока электронов и гамма-квантов регистрируются наземным оборудованием при одновременном измерении приземных значений метеорологических параметров (температура, давление, скорость ветра), а также вертикальной компоненты напряженности электрического поля. Меньшее количество обнаруженных событий TGE относительно TGF компенсируется более обширным набором сведений о каждом событии. Используемые в настоящем исследовании результаты приземных измерений получены на научной станции Арагац и взяты из открытого архива Отдела космических лучей Ереванского физического института [24]. Измерения потока энергичных частиц произведены с помощью детектора Stand-3 на основе пластикового сцинтиллятора с эффективностью детектирования гамма-фотонов 3–4 % и эффективностью детектирования электронов 99 %. Stand-3 регистрирует излучение с энергией более 3 МэВ, благодаря чему его показания не подвержены влиянию излучения продуктов распада радона.

Электрическое поле измерено с применением Electric Field Monitor Boltek EFM-100 (погрешность измерения электростатического поля составляет 5 %), расположенного в непосредственной близости к детектору энергичных частиц. Подробное описание оборудования научной станции Арагац приведено в [25]. Здесь и далее положительная величина напряженности электрического поля принята соответствующей направлению вниз.

Наиболее интенсивные события TGE наблюдаются с мая по октябрь, в период наиболее интенсивной конвекции над местом наблюдения. Интенсификация потока фотонов свидетельствует о развитии в облаке сильного электрического поля даже при отсутствии молниевой активности. Именно ускорение и размножение энергичных частиц в электрическом поле грозового облака обуславливает возникновение TGE, а потому зимние события увеличения потока и TGE являются близкими явлениями и допускают рассмотрение в рамках одной методики. Безотносительно сезона возмущение электрического поля, обусловленное прохождением облака над местом наблюдения TGE, обычно длится несколько десятков минут. Характерная величина горизонтальной скорости облака составляет $5\text{--}10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, что приводит к оценке горизонтального размера заряженной части облака в несколько километров. Отдельный интерес представляет выяснение вертикальной структуры обуславливающих TGE облаков, результаты которого приведены далее.

Методика анализа строения облака и восстановления распределения заряда в нем содержит два основных этапа: моделирование состояния атмосферы и анализ результатов наземных измерений [26]. Моделирование состояния атмосферы обеспечивает информацию о метеопараметрах (в том числе температуре, давлении, распределении облачных частиц). Измерительные данные позволяют верифицировать результат моделирования (путем сравнения динамики приземных температуры и давления), а также оценить распределение заряда в облаке (путем сравнения динамики плотности облачных частиц и динамики электрического поля, измеренного на поверхности). Моделирование состояния атмосферы выполнено с помощью The Weather Research and Forecasting model (WRF-ARW v.4.1.2, [27]). Модель WRF широко применяется для исследовательских и прогностических приложений благодаря открытому доступу и централизованной поддержке. Симуляция основана на решении негидростатических уравнений Эйлера для сжимаемой жидкости. Достоверность моделирования подтверждается сопоставлением с результатами измерения приземных значений температуры и давления, а также сравнением с радиолокационными данными. Анализ данных измерений показывает, что отсутствие вариаций приземной напряженности электрического поля наблюдается только при отсутствии грозовых облаков над местом наблюдения. Таким образом, любое облако с развитой электрической структурой приводит к изменению электрического поля, регистрируемому на поверхности, что позволяет судить о наличии в облаке существенных зарядов по измеренной на поверхности напряженности поля. Далее приводятся результаты оценки структуры облаков, создающих регистрируемое на поверхности гамма-излучение. Свойства событий увеличения потока гамма-излучения зависят от времени года, поэтому летние и зимние события обсуждены отдельно. Применение методики показано на примере зимнего события с целью подробного рассмотрения свойств явления, менее изученного, чем летние увеличения потока энергичных частиц под грозовыми облаками.

2.1. Летние события TGE. В отличие от TGF, TGE возникают в результате развития в облаке лавин убегающих электронов, движущихся вниз, что возможно при существовании в нижней части облака области сильного электрического поля, направленного вверх (критическое поле развития лавины убегающих электронов составляет около $2,8 \cdot 10^5 \text{ В} \cdot \text{м}^{-1}$, необходимая протяженность области сильного поля вдоль поля зависит от напряженности и при характерных условиях составляет около 1 км или более [8, 9]). Закономерно предположить, что развитию TGE благоприят-

ствует наличие нижнего положительно заряженного слоя. О существенности нижнего положительного заряда в создающих TGE облаках свидетельствует также характерный вид возмущения приземного электрического поля во время событий TGE [28]. Простейшая модель электрической структуры облака состоит из верхнего положительного, среднего отрицательного и нижнего положительного зарядов [12, с. 69]. Трехслойная структура образуется благодаря зависимости процесса передачи заряда между водными частицами от температуры и содержания жидкой влаги в облаке. Более крупные облачные частицы, с течением времени преимущественно опускающиеся, приобретают положительный заряд при температуре, превышающей примерно $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (значение зависит от концентрации водяных капель). Если указанная изотерма проходит внутри облака, процесс разделения заряда между водными частицами разных типов ведет к образованию нижнего положительного заряда. Предположение значимости нижнего положительно заряженного слоя для развития TGE подтверждено путем оценки зарядовой структуры обусловивших TGE облаков для 28 зарегистрированных на станции Арагац событий [26]. Область сильного поля, в которой развивается TGE, обычно образуется частями облака на высоте 2–10 км над землей. Для большинства событий TGE структура облака хорошо описывается моделью двух слоев, расположенных один под другим, нижний слой при этом положительно заряжен и обычно состоит из частиц снежной крупы, верхний заряжен отрицательно и образован частицами снега и льда [26]. Для большинства событий наиболее плотные части скоплений снега и льда смещены друг относительно друга по горизонтали, что объясняется различием скорости ветра на разных высотах. Согласно результатам моделирования, горизонтальная составляющая скорости ветра на высоте 10 м над поверхностью принимает значения в диапазоне 2–10 м/с. Максимальная по высоте скорость ветра принимает значения 10–35 м/с и достигается на высоте около 6 км над поверхностью. Плотность и суммарный заряд снежных частиц обычно примерно на два порядка больше, чем для ледяных частиц, что позволяет не учитывать ледяные частицы при рассмотрении летних событий. Облачная влага (мельчайшие водяные капли) располагается в среднем на высотах 0,4–3,5 км над поверхностью, снежная крупа — до 4,5 км, ледяные частицы — от 3 до 6,6 км, дождевые капли — до 2,8 км, снег — до 5,6 км. Симуляция состояния атмосферы с помощью модели WRF позволила установить, что TGE возникают в облаках с относительно высокой плотностью жидкой влаги (порядка $10^{-3}\text{ г}\cdot\text{м}^{-3}$) и твердых гидрометеоров (снежной крупы, снега — порядка $10^{-3}\text{ г}\cdot\text{м}^{-3}$, льда — $10^{-5}\text{ г}\cdot\text{м}^{-3}$), безотносительно горизонтальных размеров облака (от 2 до 12 км) и интенсивности конвекции (максимальная по высоте внутри облака горизонтальная компонента скорости ветра лежит в диапазоне от 10 до 35 м/с). Характерная для TGE концентрация жидкой влаги в облаке существенно меньше значения, типичного для сопутствующих TGF облаков, что связано с большим различием в интенсивности самих событий.

2.2. Зимние события приземного увеличения потока энергичных частиц.

Структура облаков, обуславливающих приземные грозовые увеличения в холодное время года (с октября по апрель), существенно отличается от структуры облаков летнего сезона. Летние события TGE чаще всего создаются облаком, состоящим из нижнего кластера снежной крупы и верхнего кластера частиц снега. Концентрация льда, как правило, на один-два порядка ниже концентрации снега. Путем моделирования с помощью WRF определено, что для зимних событий характерна относительно

высокая концентрация льда, по порядку величины достигающая концентрации снежных частиц ($10^{-3} \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$ – $10^{-5} \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$). Как правило, интервал времени, в котором над станцией проходит скопление ледяных частиц (согласно результатам моделирования), совпадает с интервалом, в котором на поверхности регистрируется направленное вверх электрическое поле. Эта зависимость свидетельствует о наличии на частицах льда существенного отрицательного заряда, определяющего динамику приземного электрического поля. Для большинства зимних событий увеличения потока все другие облачные частицы, кроме снега и льда, присутствуют в меньших концентрациях. Динамика концентрации остальных типов облачных частиц над местом наблюдения не обнаруживает связи с измеряемым на поверхности электрическим полем. Этот факт свидетельствует об отсутствии электрического заряда на облачных частицах кроме снега и льда, поскольку наличие в них существенного заряда привело бы к измеримой на поверхности земли вариации напряженности электрического поля.

Для верификации результатов моделирования состояния атмосферы с помощью модели WRF привлекаются результаты наземных и спутниковых измерений. Численная симуляция состояния атмосферы воспроизводит динамику температуры и давления, измеренную на поверхности. Отдельный интерес представляет сравнение динамики плотности облачных частиц над местом наблюдения и измеренной динамики приземной напряженности поля. Рассмотрим сопоставление результатов моделирования и измерений на примере события приземного увеличения потока фотонов, зарегистрированного на станции Арагац 9 января 2019 г. между 05:00 и 10:00 UTC. На рис. 1 приведен результат моделирования динамики плотности частиц льда над местом наблюдения, а также измеренная временная зависимость приземной напряженности электрического поля и скорости счета энергичных частиц. Два промежутка времени (около 07:00 и 08:40 UTC), в которые наблюдалось наиболее интенсивное возмущение приземных значений потока частиц и электрического поля, на рис. 1 указаны оранжевыми эллипсами. Можно видеть, что наиболее плотные скопления ледяных частиц располагались (согласно результатам моделирования) над местом наблюдения в те же интервалы времени, когда наблюдались наиболее интенсивные возмущения электрического поля и скорости счета энергичных частиц. Это соответствие указывает на важность ледяных частиц в составе облака для развития увеличения приземного потока. Относительно малая амплитуда возмущения приземного электрического поля при событии 2019-01-09 ($2 \text{ кВ} \cdot \text{м}^{-1}$ по сравнению с $10\text{--}30 \text{ кВ} \cdot \text{м}^{-1}$ при летних TGE) косвенно свидетельствует о том, что заряд облачных слоев при рассматриваемом событии был существенно меньше характерного заряда облачного слоя при летних грозах.

В качестве независимого источника информации использованы данные системы METEOSAT, с помощью которой European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) осуществляет мониторинг земной атмосферы [29]. На рис. 2 представлена характерная картина облачности над станцией (расположена на горе, находящейся в центре кадра) перед увеличением приземного потока частиц, по данным канала Cloud Top Height, содержащего результат обработки нескольких каналов ИК-излучения (синий цвет соответствует высоте верхней границы облачности примерно 4 км, что согласуется с результатом моделирования, на рис. 1). Увеличение потока частиц наблюдается, когда перемещаемое преобладающим юго-западным ветром облако оказывается над станцией (направление ветра обозначено

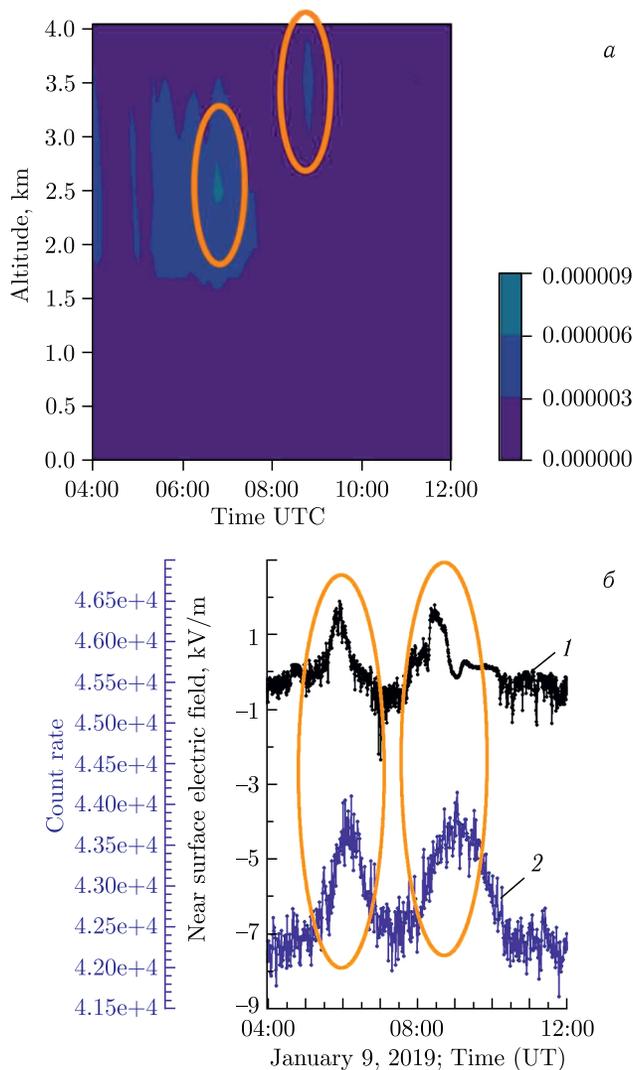


Рис. 1 (цветной в электронной версии). Зависимость плотности частиц льда над местом наблюдения от высоты и времени по результатам моделирования (цветовая шкала соответствует плотности частиц в $\text{г} \cdot \text{м}^{-3}$) (а) и измеренная динамика приземных значений электрического поля (черная кривая, 1; положительным считается поле, направленное вниз) и скорости счета (в минуту) NaI-детектора (синяя кривая, 2) (б). Оранжевым выделены временные интервалы возмущения электрического поля и скорости счета, для них показано совпадение с интервалами прохождения над местом наблюдения наиболее плотных частей кластеров ледяных частиц

но на рис. 2 красной стрелкой). Наиболее плотная часть облака обыкновенно расположена над наветренным склоном, потому что поднятие воздушных масс вдоль склона сопровождается охлаждением и преобразованием водяного пара в жидкие и твердые частицы, составляющие облако. При удалении облака от вершины горы уменьше-

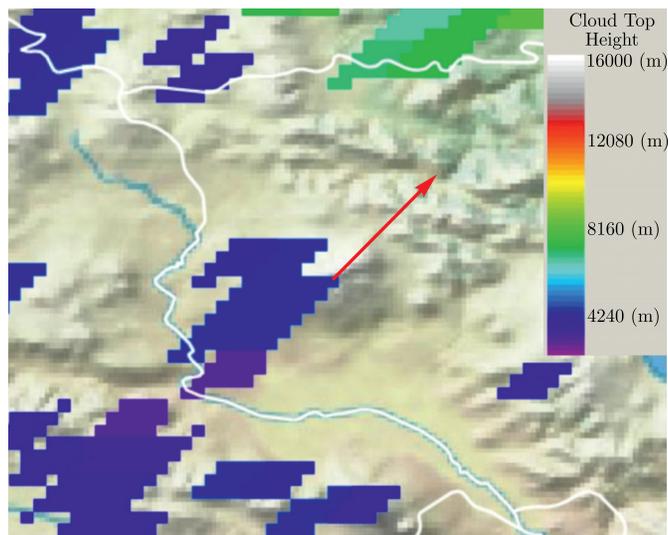


Рис. 2 (цветной в электронной версии). Типичное распределение облачности перед усилением приземного потока частиц над участком поверхности размером 250×200 км (на примере события 2019-01-09, приземные вариации электрического поля и потока гамма-излучения для которого представлены на рис. 1). Наблюдательная станция расположена на вершине горы, находящейся в центре кадра. Цветовая шкала соответствует высоте верхней границы облаков по данным METEOSAT (канал Cloud Top Height). Вне окрашенных фрагментов облачность отсутствует. Направление ветра в месте наблюдения обозначено красной стрелкой

ние высоты его расположения сопровождается нагревом и обратным превращением жидких и твердых частиц в пар, прозрачный для оптического и ИК-излучения. Горизонтальный размер облака — около 10 км.

Таким образом, аналогично летним событиям приземных грозových увеличений, возрастание потока энергичных электронов и фотонов в холодное время года происходит в результате ускорения и размножения электронов в созданном облаком электрическом поле, направленном вверх. Распределение поля при этом создается отрицательно заряженным слоем частиц льда, над которым в некоторых случаях присутствует положительно заряженный слой снежных частиц. Кластеры гидрометеоров располагаются на высоте до 5 км от поверхности земли, т. е. в среднем ниже, чем летом, что согласуется с изменением высоты изотерм, определяющих конденсацию пара и дальнейшее замерзание. Температура на поверхности при этом ниже 0°C , поэтому облака почти лишены водяного пара и жидкой влаги, их основные составляющие — частицы льда и снега.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведено сравнительное исследование метеорологических параметров облаков, излучающих энергичные электроны и фотоны. Отдельно рассмотрено излучение энергичных частиц преимущественно вверх (наблюдаемое из космоса в виде TGF) и преимущественно вниз (регистрируемое на земной поверхности в виде TGE).

Установлено, что явления обоих типов возникают в облачной структуре вне зависимости от ее размеров и интенсивности конвекции и наиболее вероятно производятся облаками с высоким содержанием воды в жидкой и твердой фазе, что свидетельствует в пользу общности механизмов инициации и развития потоков энергичных частиц, распространяющихся вверх и вниз. Показано, что TGE создаются облаками с существенно меньшей плотностью жидких и твердых водяных частиц, чем TGF (плотность скоплений мелких водяных капель $0,54$ и 10^{-3} г·м⁻³ соответственно), что также связано с существенно более низкой частотой молниевых вспышек при грозах, создающих TGE. Затухание потоков энергичных частиц при распространении в атмосфере сильно затрудняет (или вовсе делает невозможным) наблюдение TGF, происходящих в низких слоях атмосферы (ниже 7 км), и TGE, происходящих в более высоких слоях атмосферы (выше 7 км).

Результаты исследования TGE способны уточнить сведения о процессах, приводящих к развитию возможных нерегистрируемых TGF в диапазоне высот от 0 до 7 км над поверхностью земли. Аналогично, изучение TGF потенциально полезно для оценки свойств TGE, возникающих выше 7 км. При корректном осуществлении описанной экстраполяции возможен комплексный анализ метеоусловий, благоприятствующих TGF и TGE, позволяющий составить общую картину развития лавин энергичных частиц во всем диапазоне высот занятой облачностью атмосферы.

Авторы выражают благодарность А. А. Чилингаряну за плодотворные дискуссии и обеспечение доступа к массиву наблюдательных данных научной станции Арагац, А. А. Нозику за помощь в подготовке статьи. Работа выполнена при поддержке грантами РФФИ № 18-05-80077 (исследования метеохарактеристик TGE), РФФ № 19-17-00218 (систематизации сведений о метеопараметрах TGF).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dwyer J.R., Smith D.M., Cummer S.A.* High-Energy Atmospheric Physics: Terrestrial Gamma-Ray Flashes and Related Phenomena // *J. Space Sci. Rev.* 2012. V. 173. P. 133–196.
2. *Chilingarian A.* Thunderstorm Ground Enhancements — Model and Relation to Lightning Flashes // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2013. V. 107. P. 68–76.
3. *Fishman G.J. et al.* Discovery of Intense Gamma-Ray Flashes of Atmospheric Origin // *Science.* 1994. V. 264(5163). P. 1313–1316.
4. *Chilingarian A., Avetisyan A., Hovsepian G., Karapetyan T., Kozliner L., Sargsyan B., Zazyan M.* Origin of the Low-Energy Gamma-Ray Flux of the Long-Lasting Thunderstorm Ground Enhancements // *Phys. Rev. D.* 2019. V. 99. P. 102002.
5. *Klimov P. et al.* Remote Sensing of the Atmosphere by the Ultraviolet Detector TUS Onboard the Lomonosov Satellite // *Remote Sensing.* 2019. V. 11, No. 20. P. 2449.
6. *Biktemerova S. V. et al.* First Results of the Lomonosov TUS and GRB Experiments // *Proc. of XXV Eur. Cosmic Ray Symp., Turin, 2016.*
7. *Wilson C. T. R.* The Acceleration of Beta-Particles in Strong Electric Fields Such as Those of Thunderclouds // *Proc. Cambridge Philos. Soc.* 1925. V. 22. P. 534–538.
8. *Gurevich A. V., Zybin K. P.* Runaway Breakdown and Electric Discharges in Thunderstorms // *Phys. Usp.* 2001. V. 44, No. 11. P. 1119–1140.
9. *Gurevich A. V., Milikh G. M., Roussel-Dupré R. A.* Runaway Electron Mechanism of Air Breakdown and Preconditioning during a Thunderstorm // *Phys. Lett. A.* 1992. V. 165. P. 463–468.

10. *Eidelman S. et al.* Review of Particle Physics // *Phys. Lett. B.* 2004. V. 592. P. 1–1109.
11. *Gurevich A. V., Zybin K. P., Roussel-Dupré R. A.* Lightning Initiation by Simultaneous Effect of Runaway Breakdown and Cosmic Ray Showers // *Phys. Lett. A.* 1999. V. 254. P. 79–87.
12. *Rakov V. A., Uman M. A.* Lightning: Physics and Effects. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2003.
13. *Stolzenburg M., Marshall T. C.* Charge Structure and Dynamics in Thunderstorms // *Space Sci. Rev.* 2008. V. 137, No. 1. P. 355–372.
14. *Smith D. M., Hazelton B. J., Grefenstette B. W., Dwyer J. R., Holzworth R. H., Lay E. H.* Terrestrial Gamma-Ray Flashes Correlated to Storm Phase and Tropopause Height // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. A00E49.
15. <http://wwlln.net/>
16. *Mallick S., Rakov V. A., Nglin T. et al.* Evaluation of the WWLLN Performance Characteristics Using Rocket-Triggered Lightning Data // *Proc. of ICGE & 6th ICLPE, Manaus, Brazil, May, 2014.*
17. *Lay E. H., Holzworth R. H., Rodger C. J., Thomas J. N., Pinto O., Dowden R. L.* WWLLN Global Lightning Detection System: Regional Validation Study in Brazil // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. P. L03102.
18. *Splitt M. E., Lazarus S. M., Barnes D., Dwyer J. R., Rassoul H. K., Smith D. M., Hazelton B., Grefenstette B.* Thunderstorm Characteristics Associated with RHESSI Identified Terrestrial Gamma-Ray Flashes // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. A00E38.
19. *Tiberia A., Dietrich S., Porcù F., Marisaldi M., Ursi A., Tavani M.* Gamma-Ray Storms: Preliminary Meteorological Analysis of AGILE TGFs. Meteorology of AGILE TGF Observations. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali.* 2019.
20. *Barnes D. E., Splitt M. E., Dwyer J. R., Lazarus S., Smith D. M., Rassoul H. K.* A Study of Thunderstorm Microphysical Properties and Lightning Flash Counts Associated with Terrestrial Gamma-Ray Flashes // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2015. V. 120. P. 3453–3464.
21. *Chronis T., Briggs M., Priftis G., Connaughton V., Brundell J., Holzworth R., Heckman S., McBreen S., Fitzpatrick G., Stanbro M.* Characteristics of Thunderstorms That Produce Terrestrial Gamma-Ray Flashes // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2016. V. 639.
22. *Saunders C. P. R., Bax-Norman H., Emersic C., Avila E. E., Castellano N. E.* Laboratory Studies of the Effect of Cloud Conditions on Graupel/Crystal Charge Transfer in Thunderstorm Electrification // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2006. V. 132. P. 2653–2673.
23. *Lee S., Kahn B. H., Teixeira J.* Characterization of Cloud Liquid Water Content Distributions from CloudSat // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. D20203.
24. <http://crd.yerphi.am/adei>
25. *Chilingarian A., Daryan A., Arakelyan K., Hovhannisyan A., Mailyan B., Melkumyan L., Hovsepyan G., Chilingaryan S., Reymers A., Vanyan L.* Ground-Based Observations of Thunderstorm-Correlated Fluxes of High-Energy Electrons, Gamma-Rays, and Neutrons // *Phys. Rev. D.* 2010. V. 86. P. 072003.
26. *Svechnikova E. K., Ilin N. V., Mareev E. A.* Recovery of Electrical Structure of the Cloud with Use of Ground-Based Measurement Results // *Proc. of TEPA-2018.*
27. <https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model>
28. *Chilingarian A., Mkrtychyan H.* Role of the Lower Positive Charge Region (LPCR) in Initiation of the Thunderstorm Ground Enhancements (TGEs) // *Phys. Rev. D.* 2012. V. 86. P. 072003.
29. *Meteosat.* <https://eumetview.eumetsat.int/mapviewer/>