

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение  
«Федеральный исследовательский центр  
Институт прикладной физики Российской академии наук»

На правах рукописи

Свечникова Екатерина Константиновна

ВЫСОКОЭНЕРГИЧНЫЕ СОБЫТИЯ В АТМОСФЕРЕ  
И ИХ СВЯЗЬ С ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ ОБЛАКА

01.04.03 — радиофизика

Диссертация на соискание учёной степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН  
Мареев Евгений Анатольевич

Нижний Новгород – 2021 г.

# Содержание

Введение	4
<b>1 Общая теория гамма-излучения облаков</b>	<b>14</b>
1.1 Убегающие электроны в атмосфере . . . . .	14
1.2 Модель лавин релятивистских убегающих электронов . . . . .	16
1.3 Модель лавин с релятивистской обратной связью . . . . .	18
<b>2 Приземное увеличение потока частиц и сопровождающие его конвективные явления</b>	<b>22</b>
2.1 Основные свойства явления TGE . . . . .	22
2.2 Оборудование для наблюдения TGE на Станции Арагац . . . . .	24
2.2.1 Измерение приземной напряжённости электрического поля	24
2.2.2 Сцинтилляционные детекторы: NaI(Tl) и пластиковый сцинтиллятор . . . . .	25
2.3 Наблюдения TGE на Исследовательской Станции Арагац . . . . .	30
2.4 Методы исследования строения и электрической структуры облаков	33
2.5 Численное моделирование состояния атмосферы . . . . .	38
2.6 Модель WRF . . . . .	40
2.7 Применение модели WRF для исследования облачности в регионе Арагац . . . . .	41
2.7.1 Верификация результатов моделирования . . . . .	45
2.7.2 Зависимость от старта расчёта . . . . .	47
2.7.3 Описание микрофизических процессов с участием аэрозольных частиц . . . . .	53
2.8 Основные результаты главы . . . . .	62
<b>3 Структура облаков, создающих электронные лавины</b>	<b>64</b>
3.1 Результаты моделирования состояния атмосферы для события 2016-06-11 . . . . .	64

3.2	Результаты моделирования состояния атмосферы для события 2017-06-21 . . . . .	77
3.3	Сезонные отличия метеорологических свойства облаков, создающих TGE . . . . .	81
3.4	Микрофизические закономерности накопления заряда на водных частицах . . . . .	82
3.5	Методика оценки распределения заряда в создающем TGE облаке по динамике приземного электрического поля . . . . .	84
3.6	Электрическая структура облака TGE 2016-06-11 . . . . .	87
3.7	Электрическая структура облака TGE 2017-06-21 . . . . .	95
3.8	Характерные электрические свойства облаков TGE сезонов 2016-2017 годов . . . . .	99
3.9	Оценка электрической структуры облака на основе данных о потоке мюонов . . . . .	103
3.10	Физические свойства облаков, создающих гамма-вспышки земного происхождения . . . . .	106
3.11	Основные результаты главы . . . . .	111
<b>4</b>	<b>Аналитическое описание лавин убегающих электронов</b>	<b>113</b>
4.1	Процессы взаимодействия частиц при развитии электронных лавин	113
4.2	Аналитическое описание механизма лавин релятивистских убегающих электронов . . . . .	119
4.3	Аналитическое описание развития лавин релятивистских электронов с учётом обратной связи . . . . .	122
4.3.1	Однородное решение . . . . .	124
4.3.2	Режим самоподдержания лавин . . . . .	125
4.4	Оценка проводимости области облака, содержащей лавины . . . . .	126
4.5	Оценка свойств области развития лавин убегающих электронов . . . . .	129
4.5.1	Распределение заряда в создающем TGE облаке . . . . .	129
4.5.2	Модель электронных лавин и её следствие . . . . .	131
4.5.3	Алгоритм оценки распределения заряда в облаке . . . . .	133

4.5.4	Оценка свойств облака, создавшего TGE 2017-06-21 . . . . .	134
4.6	Основные результаты главы . . . . .	138
	<b>Заключение</b>	<b>139</b>

## Введение

### Актуальность темы исследования

Исследование потоков энергичных частиц в облаках земной атмосферы — стремительно развивающееся направление физики атмосферного электричества. Изучение поведения энергичных частиц в электрическом поле облаков сочетает использование инструментов и результатов развития электродинамики, метеорологии, физики высоких энергий, обнаруживая новые области пересечения этих разделов науки, а также обогащая новыми сведениями каждую из них. Три десятилетия активных исследований привели к созданию обширных наборов наблюдательных данных о событиях гамма-излучения облаков, при этом не принесли ещё возможности детально описать условия возникновения и механизм развития явления.

Изучение энергичных атмосферных событий началось с открытия в 1994 году гамма-вспышек земного происхождения (terrestrial gamma-ray flash, TGF) по результатам регистрации детектором BATSE (Burst and Transient Source Experiment) спутника Compton Gamma Ray Observatory всплеска фотонов от земного, а не космического источника [1]. TGF наблюдается в виде излучения с энергией 10 кэВ–100 МэВ длительностью 1–100 мкс [2]. Основная часть наблюдательных данных о TGF сейчас получена благодаря детекторам космических аппаратов: BATSE, Reuven Ramaty High Energy Spectroscopic Imager (RHESI), AGILE (Astro rivelatore Gamma a Immagini LEggero), Fermi GBM (Gamma-Ray Burst Monitor), ASIM (Atmosphere-Space Interactions Monitor).

Явление увеличения приземного потока энергичных фотонов под грозовыми облаками (thunderstorm ground enhancement, TGE) впервые было обнаружено и активно изучается благодаря работе комплекса Исследовательской Станции

Арагац в виде потоков электронов и фотонов с энергиями 10 кэВ–100 МэВ длительностью от долей секунды до десятков минут [3]. Станция Арагац является основным местом наблюдения TGE, обеспечивает подавляющее большинство данных измерений TGE. Уникальность Станции Арагац заключается в сочетании двух факторов: высокогорного расположения и наличия обширного комплекса измерительных приборов. Расположение станции на высоте 3200 м над уровнем моря обеспечивает относительно небольшое расстояние от поверхности до нижней части облаков, упрощая регистрацию TGE. Климатические особенности региона приводят к частому развитию TGE над Станцией. Состав измерительного комплекса, созданный к 2019 году, позволяет регистрировать несколько сотен событий ежегодно. Станция оборудована большим количеством различных детекторов энергичных частиц, до открытия TGE применявшихся для исследования космических лучей. Благодаря указанным обстоятельствам, Станция Арагац несколько десятилетий удерживает мировое лидерство в наблюдениях вторичных космических лучей и TGE. Набор статистических данных о TGE, накопленный на Станции Арагац за 11 лет наблюдений, положен в основу настоящего исследования как оптимальный источник данных о TGE.

TGE и TGF возникают в результате развития потоков энергичных частиц в электрическом поле грозового облака. Как правило, электрическая структура облака описывается чередованием областей, где поле направлено вверх и вниз [4], и электроны ускоряются по направлению вниз и вверх соответственно. Энергичные электроны, движущиеся вверх, приводят к возникновению TGF. Направленные к земле потоки регистрируются как TGE. На Рис. 1 схематично изображено облако, создающее потоки энергичных частиц (TGE и TGF), приборы для их регистрации, а также — классическая модельная электрическая структура облака. Показанное распределение электрического поля в облаке соответствует развитию нисходящего энергичного излучения в нижней части облака, и восходящего — в верхней.

Общие черты явлений TGF и TGE позволяют изучать их сходными методами, ограничения применимости которых определяются спецификой условий наблюдения. Совместное рассмотрение метеохарактеристик TGF и TGE создает

общую картину связи параметров грозовых систем с вероятностью возникновения высокоэнергичных явлений.

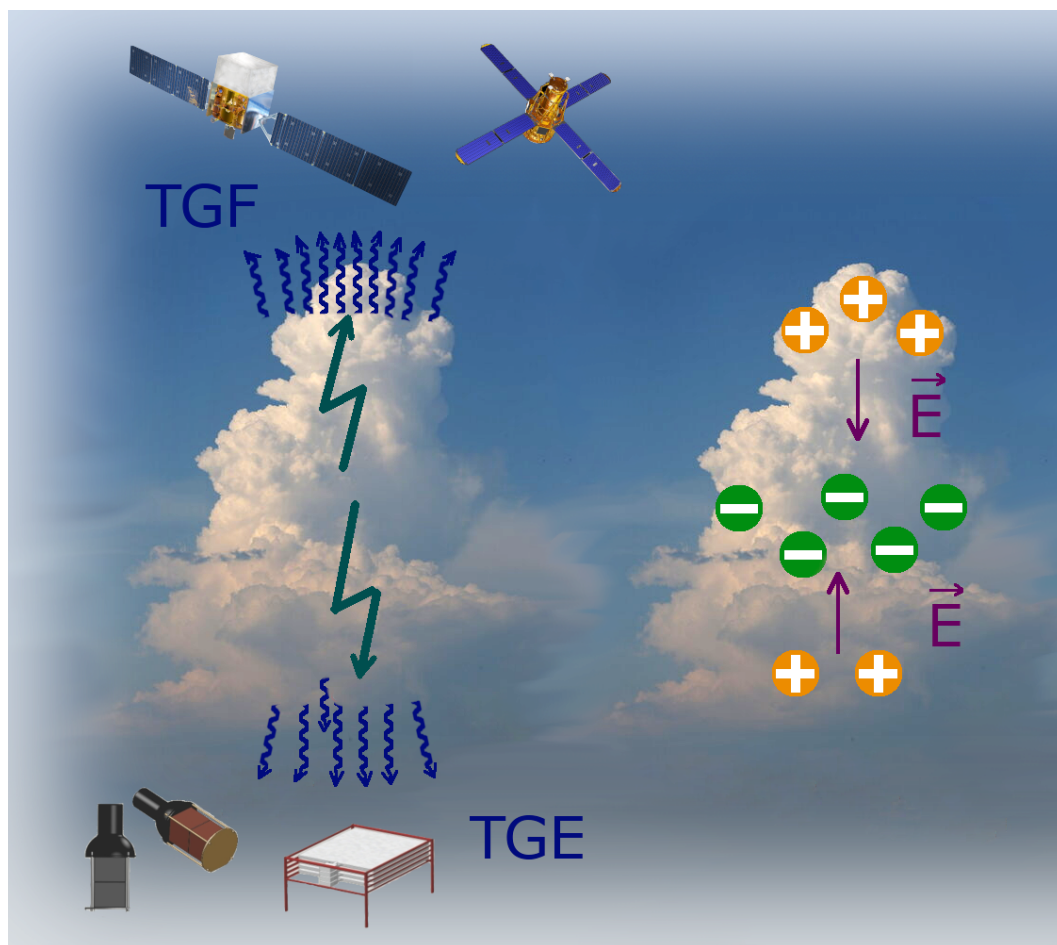


Рис. 1: Схема возникновения и наблюдения явлений TGE и TGF. Электрическая структура облака, соответствующая возможности возникновения феноменов обоих типов.

При сопоставлении характеристик излучения при TGF и TGE необходимо учитывать, что перед достижением детекторов потоки энергичных частиц проходят через верхнюю и нижнюю часть слоя облачности соответственно, а поэтому подвержены влиянию облачных частиц и электрического поля облака при существенно различных условиях. Моделирование поглощения излучения TGF в атмосфере при усреднённых параметрах выполнено в [5]. Дальнейшее исследование механизма явлений TGF и TGE требует выяснения влияния свойств среды на динамику энергичных частиц. Возможность установления строения облака, обусловившего конкретное событие, как правило, ограничена исполь-

зованием интегральных характеристик (радарные и спутниковые данные), не дающих детальной информации о конкретном виде распределения плотности водных частиц и заряда в облаке. По указанным причинам, нынешнее состояние исследований состава и электрической структуры облаков не позволяет дать конкретного ответа на вопрос об изменениях свойства потока энергичных частиц при прохождении через определённую часть облака. Таким образом, наблюдаемые отличия характеристик событий TGF и TGE совместимы с наличием общих стадий развития двух явлений.

В основе энергичного излучения гроз лежит механизм убегания электронов при движении в атмосфере под действием электрического поля [6–8]. В электрическом поле, величина которого превосходит пороговое значение  $E_{th} = 2.8 \cdot 10^5 \text{ В/м} \times n$  ( $n$  — плотность воздуха относительно её значения на уровне моря), существует диапазон энергии электрона, в котором увеличение энергии электрона под действием электрического поля превосходит потерю энергии от взаимодействия с частицами воздуха, обеспечивая ускорение электрона. Убегающими могут стать достаточно энергичные электроны вторичных космических лучей. Генерация новых убегающих электронов и фотонов при взаимодействии исходных частиц с воздухом приводит к образованию лавин убегающих электронов [9–11]. Тормозное излучение электронов, ускоренных благодаря механизму убегания, может обнаруживаться в виде энергичных атмосферных событий — TGF и TGE. Исследование высокоэнергичных атмосферных явлений требует анализа распределения водных частиц и заряда в облаке, что и выполнено в данной работе.

### **Цели работы**

Настоящее исследование посвящено определению свойств облаков, создающих потоки энергичных частиц, а также разработке моделей, описывающих это явление. Работа направлена на решение следующих задач:

- Определение строения и метеорологических свойств облаков, создающих нисходящее гамма-излучение (TGE).
- Разработка способов оценки электрической структуры облаков, создающих

TGE, на основе результатов наземных измерений электрического поля и потока энергичных частиц.

- Определение структуры распределения заряда, характерной для облаков, создающих TGE.
- Разработка аналитического описания развития потоков энергичных частиц в электрифицированных облаках, а также сопоставление его следствий с данными измерений и результатами численного моделирования.

### **Научная новизна**

В результате работы получена совокупность новых результатов, основные из которых состоят в следующем.

- Определены параметры моделирования Weather Research and Forecasting Model (WRF), позволяющие корректно описывать конвективные события, создающие TGE, наблюдаемые на Исследовательской Станции Арагац.
- Путём моделирования состояния атмосферы с помощью WRF найдены характерные черты строения облаков, создающие TGE, наблюдаемые на Станции Арагац.
- Разработана методика оценки электрической структуры облака на основе результатов измерения приземной динамики электрического поля и результатов моделирования состояния атмосферы с помощью модели WRF.
- В результате применения разработанной методики определена электрическая структура облаков, обусловивших 23 события TGE, зарегистрированных на Станции Арагац.

### **Научная и практическая значимость работы**

- Выполнено исследование достоверности численного моделирования создающих TGE конвективных событий с помощью модели WRF. Определён набор параметров моделирования, обеспечивающий наилучшее соответствие



промоделированного результатам наблюдений. Обнаруженные закономерности могут быть применены для улучшения качества численного моделирования конвективных явлений над гористой местностью.

- Найденные характеристики строения и состава облаков, создающих TGE, наблюдаемые на станции Арагац, применены для уточнений условий развития явления TGE, что важно для развития моделей явления.
- Разработана методика оценки электрической структуры облака на основе результатов измерения приземной динамики электрического поля и результатов моделирования состояния атмосферы с помощью WRF.
- В результате применения разработанной методики определена электрическая структура облаков, обусловивших 23 события TGE, зарегистрированных на Станции Арагац.

### **Положения, выносимые на защиту**

1. Моделирование с помощью Weather Research and Forecasting Model позволяет получить новые сведения о метеорологических свойствах облаков, создающих нисходящие потоки энергичных частиц (thunderstorm ground enhancement, TGE). Применение результатов наблюдений на Станции Арагац позволило определить набор параметров моделирования, обеспечивающий наилучшую достоверность.
2. Облака, создающие события TGE, наблюдаемые на высокогорной станции, состоят преимущественно из частиц снежной крупы и снега и часто имеют двухслойную структуру. Типичные высоты слоёв над поверхностью земли лежат в диапазоне 1–3 км для нижнего слоя и 4–7 км для верхнего. Характерные значения плотности массы: 0.01–1 г/м<sup>3</sup> для скопления частиц снежной крупы и 0.3–2 г/м<sup>3</sup> для скопления частиц снега.
3. С помощью разработанной методики оценки электрической структуры определены характерные свойства облаков, создающих интенсивные события

TGE. В результате исследования событий TGE, наблюдавшихся на Станции Арагац в 2011-2020 годах, показано, что многие интенсивные события TGE созданы облаками с двумя слоями заряда: нижним положительным и верхним отрицательным. Основными носителями заряда в высокогорных условиях являются частицы снега и снежной крупы. Характерная плотность заряда:  $0.001-1$  нКл/м<sup>3</sup>. Плотность заряда на единицу массы:  $0.001-1$  нКл/г.

4. Развитие электронных лавин может существенно повысить проводимость среды, что показано с применением разработанной аналитической модели развития лавин убегающих электронов. Оценка плотности заряда в облаке, выполненная с использованием измеренных значений приземного потока частиц, даёт более высокие значения, чем оценка с применением только измерений приземного электрического поля. Этот факт может свидетельствовать о существенном влиянии неоднородности электрического поля для развития лавин убегающих электронов.

### **Методы исследования и степень достоверности результатов**

Для описания конвективных событий в работе применены методы численного моделирования состояния атмосферы. Результаты моделирования с помощью Weather Research and Forecasting Model верифицированы путём сопоставления с результатами наземных и спутниковых наблюдений, а также с данными метеорадара. Для построения модели динамики лавины релятивистских убегающих электронов применены аналитические методы решения уравнений электродинамики и физики атмосферы. Результаты исследования находятся в согласии с результатами теоретических и экспериментальных работ, в том числе осуществлённых другими исследовательскими группами.

### **Структура и объём диссертации**

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка цитируемой литературы. Список литературы состоит из 137 наименований, включая 9 публикаций автора по теме диссертации. Общий объём диссертации составляет 155 страниц и включает 50 рисунков и 7 таблиц.

Глава 1 является вводной и не содержит новых результатов. В ней излагается теория возникновения гамма-излучения в электрифицированных облаках. Рассмотрены понятия, образующие фундамент современного понимания явлений TGE и TGF: механизм убегания электронов, лавины релятивистских убегающих электронов, обратная связь при развитии лавин убегающих электронов.

Глава 2 посвящена методам исследования нисходящих потоков энергичных частиц (TGE). Описаны места и способы проведения измерений приземного потока энергичных частиц. Обсуждены свойства основных типов детекторов, применяемых для регистрации TGE. Подробно описаны измерительные приборы основного места наблюдения TGE — Станции Арагац, данные с которых проанализированы в следующих главах. Рассмотрено применение численного моделирования состояния атмосферы для изучения условий развития TGE. Рассказано о процессе выбора параметров моделирования Weather Research and Forecasting Model (WRF) для воспроизведения конвективных событий, создающих TGE. Отдельное внимание уделено влиянию аэрозолей на развитие конвективных явлений и способам его описания при моделировании WRF.

В Главе 3 приведены результаты оценки строения и состава облаков, создающих TGE. Предложена методика оценки распределения заряда в облаке на основе приземных измерений напряжённости электрического поля и моделирования WRF. Приведено сравнение свойств облаков, создающих TGE в летнее и зимнее время. Обсуждена возможность оценки электрической структуры облака по результатам измерения потока мюонов. Выполнено сравнение метеохарактеристик облаков, создающих TGE и TGF.

В Главе 4 изложено аналитическое описание развития TGE и TGF на основе механизма лавин релятивистских убегающих электронов. Систематизирован и проанализирован набор процессов, существенных для описания электронной лавины, а также их параметры. Создана аналитическая модель развития лавин релятивистских убегающих электронов с учётом механизма обратной связи, то есть с учётом возможности создания новых лавин позитронами и гамма-квантами исходной лавины. На основе построенной модели оценена добавочная проводимость воздуха, обусловленная развитием электронных лавин. Предло-

жена методика оценки электрической структуры облака на основе результатов измерений приземных значений электрического поля и потока энергичных частиц во время TGE.

### **Публикации и апробация результатов**

По теме диссертации опубликовано 9 работ [12—20], в том числе 6 статей в рецензируемых журналах, включённых в перечень научных изданий ВАК [12—17], а также работы в трудах и материалах конференций, в том числе [18—20].

Результаты диссертации докладывались на семинарах отделения геофизических исследований ИПФ РАН, а также на следующих конференциях:

- VI international conference “Frontiers of nonlinear physics”, Nizhny Novgorod – St.Petersburg, Russia, 2016.
- XX Школа-конференция молодых ученых “Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты.” с. Безводное, Нижегородская область, 2016.
- XVIII научная школа “Нелинейные волны”, Нижний Новгород, 2018.
- 16th International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE-2018), Nara, Japan, 2018.
- International Union of Geodesy and Geophysics 32nd IUGG Conference on Mathematical Geophysics, Nizhny Novgorod, Russia, 2018.
- International symposium “Thunderstorms & Energetic Particles Acceleration” (TEPA), Yurakan, Armenia, 2018, 2019
- Четвёртая Всероссийская конференция “Глобальная Электрическая Цепь” (ГЭЦ-2019), Борок, Россия, 2019.
- 27th IUGG General Assembly 2019, Monreal, Canada, 2019.
- XIX научная школа “Нелинейные волны”, Нижний Новгород, 2020.
- EGU General Assembly (EGU), Online, 2020, 2021.

- XXXIII General Assembly and Scientific Symposium (GASS) of the International Union of Radio Science (URSI), Online, 2020.
- XIV Школы молодых ученых “Физика окружающей среды” им. А.Г. Колесника (ФОС-2020), Online, 2020.
- Школа-конференция молодых ученых “Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты.” Борок, Россия, 2020.
- Международная научно-практическая конференция “Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ”, Санкт-Петербург, Россия, 2020.

### **Личный вклад автора**

Все результаты, изложенные в диссертации, получены лично автором или при его непосредственном участии. Методики оценки зарядовой структуры облака, описанные в главах 3 и 4, разработаны и применялись лично автором. Численное моделирование состояния атмосферы с помощью модели WRF выполнено совместно с Н.В. Ильиным. Постановка задач и анализ полученных результатов проведены совместно с научным руководителем Е.А. Мареевым.

### **Благодарности**

Автор выражает благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н., чл.-корр. РАН Е.А. Марееву за помощь в постановке научных задач, интерпретации полученных результатов и подготовке публикаций. Автор благодарит к.ф.-м.н. Н.В. Ильина за помощь в проведении численных экспериментов, д.ф.-м.н. А. Чилингаряна и к.ф.-м.н. Р. Мкртчян за содействие в изучении данных измерений. Автор благодарит Е. Стадничука, М. Зелёного и к.ф.-м.н. А. Нозика за обсуждения аналитического подхода к задаче. Автор выражает благодарность Ф. Кутерину, к.ф.-м.н. А. Евтушенко, к.ф.-м.н. М. Шаталиной и к.ф.-м.н. С. Дементьевой за обсуждения, обеспечившие вдохновение и поддержку на всём протяжении работы над диссертацией.

# 1 Общая теория гамма-излучения облаков

Перед исследованием механизма и условий развития гамма-излучения в облаках требуется рассмотреть физические процессы, лежащие в основе явления. В разделах 1.1–1.3 модели развития потоков энергичных частиц рассмотрены в хронологическом порядке.

Исторически первая и простейшая оценка значения напряжённости поля, необходимого для образования потока энергичных частиц, была связана с оценкой условий инициации молниевых разрядов и основана на следующих соображениях. Частота образования свободных электронов в атмосферном воздухе и частота “прилипания” свободных электронов к нейтральным частицам зависят от напряжённости электрического поля [21], причём с увеличением напряжённости поля выше некоторого значения частота возникновения свободных электронов начинает превышать частоту прилипания. Возникновение разряда происходит в результате увеличения концентрации свободных электронов. Граничный случай поддержания постоянной концентрации свободных электронов описывается равенством частот возникновения и исчезновения этих частиц. Соответствующее равенству частот значение напряжённости поля, называемое *conventional breakdown field*, составляет примерно  $E_{cb} = 3 \cdot 10^6 \text{ В/м} \times n$  (где  $n$  — плотность воздуха относительно её значения на уровне моря при нормальных условиях), что на порядок больше максимального значения напряжённости электрического поля, которое когда-либо наблюдалось в облаке [22]. Количественное несоответствие показывает, что приведённое описание чрезмерно упрощено и не учитывает факторов, принципиальных для возникновения явления. Для устранения несоответствия предпринимались попытки детализации описания, изложенные далее.

## 1.1 Убегающие электроны в атмосфере

В 1925 году Вильсон показал, что в достаточно сильном электрическом поле ускорение электронов может преобладать над потерей энергии при их движении [6]. Зависимость эффективной силы сопротивления, действующей на электрон

при движении в воздухе (в основном ввиду ионизации и тормозного излучения), от кинетической энергии электрона показана на Рисунке 2. Действующая на электрон в электрическом поле напряжённости  $E$  разгоняющая сила обозначена горизонтальной прямой. При значении напряжённости поля, не превышающем некоторого (как изображено на Рисунке 2), энергия частиц будет увеличиваться от нуля до  $\epsilon_s$ , а для частиц с кинетической энергией от  $\epsilon_s$  до  $\epsilon_*$  темп потери энергии превышает темп увеличения энергии, вызывая замедление частиц до энергии  $\epsilon_s$ . Для электронов с энергией в диапазоне от  $\epsilon_*$  до  $\epsilon_f$  увеличение энергии под влиянием электрического поля превышает потери энергии при взаимодействии с воздухом. Такие электроны называются убегающими, и были впервые описаны Вильсоном в [6]. Таким образом, для изображённого на графике значения напряжённости электрического поля существуют два “устойчивых” значения энергии:  $\epsilon_s$  и  $\epsilon_f$ . Вблизи значений энергии  $\epsilon_s$  и  $\epsilon_f$  будут “накапливаться” электроны, называемые медленными и быстрыми соответственно. В поле напряжённости, превышающей  $E_c = 3 \cdot 10^7$  В/м  $\times n$ , электроны любых энергий становятся убегающими [7] — происходит термический, или холодный пробой (“cold runaway”, “thermal runaway”). Холодный пробой считается механизмом, ответственным за излучение рентгена, сопровождающее молниевые разряды типа облако-земля [23]. Минимальное значение электрического поля  $E_{th}$ , при котором электроны становятся убегающими, ввиду влияния упругого рассеяния на 30% превышает так называемое breakeven field [23],  $E_b$ , которое соответствует минимуму кривой на Рисунке 2. С помощью компьютерного моделирования в [24] было найдено  $E_{th} = 2.8 \cdot 10^5$  В/м  $\times n$ , что на порядок меньше  $E_{cb}$  и близко к максимальному значению напряжённости электрического поля, измеренному в облаке [22], благодаря чему концепция пробоя на убегающих электронах обрела поддержку. Более того, тормозное излучение, сопровождающее пробой на убегающих электронах — единственный механизм, которым удаётся объяснить рентгеновское излучение молниевых разрядов, наблюдаемое на поверхности Земли [24; 25]. Механизм пробоя на убегающих электронах используется и для объяснения гамма-вспышек земного происхождения (terrestrial gamma-ray flashes, TGFs) [26; 27].

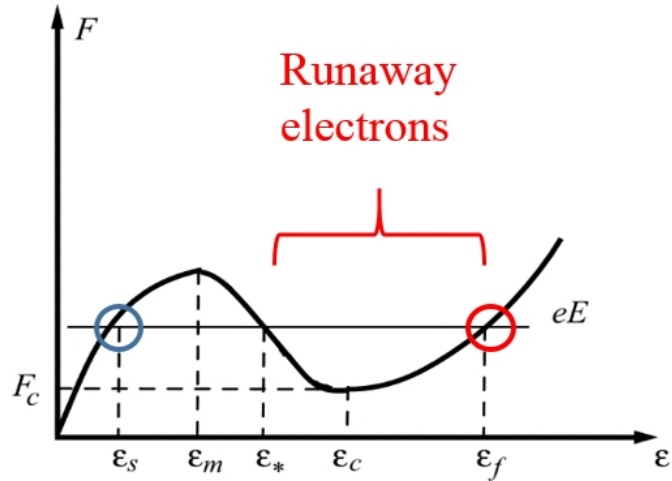


Рис. 2: Потери энергии свободного электрона на единицу длины, как функция его кинетической энергии. Окружностями обозначены области энергии, соответствующие устойчивому состоянию электронов относительно ускорения и замедления под действием силы сопротивления воздушной среды и силы электрического поля. Правой окружностью обозначена характерная энергия быстрых электронов, 7–10 МэВ.

## 1.2 Модель лавин релятивистских убегающих электронов

Следующий шаг в развитии моделей потоков энергичных частиц был сделан благодаря идее о создании каждым убегающим электроном новых энергичных электронов. Высокоэнергичные (убегающие) электроны ионизуют воздух, производя вторичные электроны, некоторые из которых обладают энергией, достаточной для убегания. Такие вторичные электроны будут ускоряться, породят новые убегающие электроны, и так далее. Поэтому количество быстрых электронов в достаточно больших полях будет экспоненциально возрастать со временем и пройденным ими расстоянием. Возникающие так потоки энергичных частиц (движущихся со скоростями, близкими к скорости света) получили название лавин релятивистских убегающих электронов. Соответствующий механизм был впервые описан Гуревичем в [9] и носит название механизма лавин релятивистских убегающих электронов (relativistic runaway electron avalanche (RREA) mechanism). В рамках этой модели для пробоя требуется наличие ис-



ходных убегающих электронов с энергией, превышающей 0.1–1 МэВ. Такие электроны могут возникать в атмосфере при взаимодействии частиц космических лучей с энергией  $10^{15}$ – $10^{16}$  эВ и более с частицами воздуха. Поток частиц с энергией  $\geq 10^{16}$  эВ составляет примерно  $0.1 \text{ км}^{-2}\text{с}^{-1}$  [10]. Поэтому в облаке площадью около  $100 \text{ км}^{-2}$  такие частицы могут появляться каждые 100 мс. Исходные энергичные электроны относятся ко вторичной компоненте космического излучения, поскольку образуются в результате взаимодействия космических частиц с атмосферой Земли (в отличие от первичного космического излучения, имеющего галактическое и солнечное происхождение). Модель RREA развита в [11] в предположении, что пробой на убегающих электронах возникает в результате прохождения вторичного космического излучения (широкого атмосферного ливня) через область с достаточно сильным электрическим полем. В рамках модели RREA при характерной для электрифицированного облака напряжённости поля для развития лавин требуется область размером порядка 1–10 км вдоль электрического поля.

Существует предположение о возможности инициации TGF молниевым разрядом, основанное на том, что часть наблюдаемых TGF имеют источники, близкие к молниевым разрядам, время и место возникновения которых определяется с помощью сети WWLLN (World Wide Lightning Location Network, [wwlln.net](http://wwlln.net)). Модель, описывающая генерацию TGF молниевым разрядом, называется моделью молниевых лидеров (lightning leader model, [28; 29]). Таким образом, в основе механизма генерации потоков энергичных частиц в электрифицированных облаках лежит образование лавин релятивистских убегающих электронов, которые могут возникать в крупномасштабных областях между зарядовыми слоями облака или в сильном электрическом поле вблизи молниевых лидеров. Кроме того, лидер может быть источником исходных частиц для развития электронных лавин в крупномасштабном поле облака. Конфигурация описанных сценариев образования гамма-излучения в облаке схематично изображена на Рис. 3.

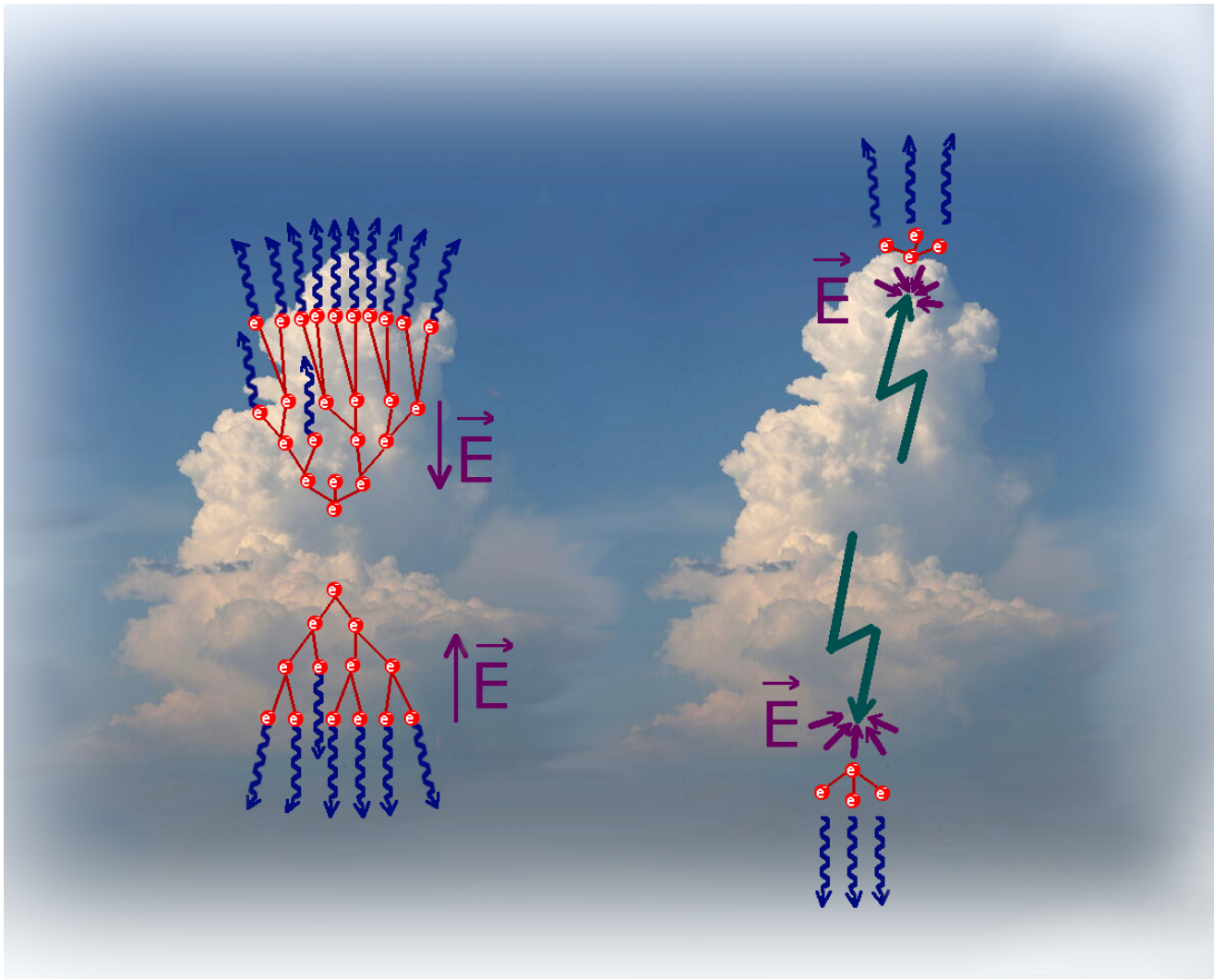


Рис. 3: Два возможных механизма энергичного излучения облаков: лавины убегающих электронов в крупномасштабной области сильного поля и лавины, созданные молниевым лидером.

### 1.3 Модель лавин с релятивистской обратной связью

Модель разряда с релятивистской обратной связью (relativistic feedback discharge model) учитывает возможность резкого увеличения количества лавин в результате процессов с участием позитронов и энергичных квантов, которые образуются при развитии исходной лавины. Эти частицы способны распространяться к началу области, пригодной для существования лавин, и там производить новые высокоэнергичные электроны. Механизм обратной связи сильно увеличивает количество энергичных электронов на выходе из области большой напряжённости поля, то есть в конце лавины. В электрическом поле достаточ-

но большой напряжённости разряд становится самоподдерживающимся: внешний источник энергичных частиц (космические лучи) может быть убран, что не приведёт к существенному изменению итогового потока частиц на выходе лавины. Механизм развития лавин с обратной связью реализуется при меньших значениях напряжённости электрического поля. Распространение лавин убегающих электронов по эффективности разрядки поля облака может быть сравнимо с молниевым разрядом, при этом сопровождается относительно слабым излучением в оптическом диапазоне (суммарная энергия оптического излучения составляет примерно 40 Дж [30], что на много порядков меньше энергии оптического излучения молниевых разрядов). Поэтому разряд, описываемый моделью лавин убегающих электронов, может быть назван “тёмной молнией” (“dark lightning”, термин впервые предложен в [2]) в противопоставление обычному молниевому разряду. При действии релятивистской обратной связи система демонстрирует новый сложный тип поведения, отличный от выводов модели RREA. Таким образом, модель разряда с релятивистской обратной связью имеет своей составляющей частью модель лавин релятивистских убегающих электронов; подобно тому, как модель лавин релятивистских убегающих электронов содержит в себе механизм убегающих электронов Вильсона.

Для возникновения и распространения лавин необходимо наличие в облаке области с достаточно большой напряжённостью электрического поля, так как при значении поля, меньшем  $E_{th} = 3 \cdot 10^5 \text{ В/м} \times n$  лавины становятся затухающими. Далее для краткости эта область называется областью сильного поля. Модель разряда с релятивистской обратной связью учитывает возможность регуляции интенсивности процесса размножения электронов за счёт участия в реакциях позитронов и высокоэнергичных квантов, образующихся при распространении лавин и распространяющихся к началу области сильного поля.

Изменение количества лавин в результате реакций с участием позитронов проиллюстрировано Рис. 4 и происходит следующим образом. Позитрон, существующий в области распространения лавин, может испытать рассеяние с атомным электроном (Bhabha scattering), сделав этот электрон свободным. Энергия электрона может оказаться достаточной для убегания, тогда он образует лави-

ну убегающих электронов. Кванты тормозного излучения лавины испытывают распад, создавая новые позитроны, каждый из которых может образовать убегающий электрон. Второй возможный механизм обратной связи обеспечивается гамма-квантами и схематично изображён на Рис. 5. Гамма-квант может образоваться в результате аннигиляции позитрона или при тормозном излучении. Энергичный фотон производит вторичный электрон, который может стать убегающим, в результате фотоэлектрического эффекта или комптоновского рассеяния. При этом свободный электрон ускоряется до энергии, необходимой для убегания; или атомный электрон становится свободным и достаточно энергичным. Вторичный электрон может породить новую лавину. Таким образом, излучаемые исходной лавиной кванты не увеличивают интенсивность размножения электронов в этой лавине, но приводят к возникновению дополнительных лавин; тем самым существенно увеличивая поток частиц на выходе из области сильного поля.

Для обоих типов обратной связи верны следующие рассуждения. Эволюция исходной лавины сопровождается образованием позитронов и квантов рентгена, порождающих новые лавины. В результате увеличивается скорость переноса заряда, а значит — и скорость разрядки электрического поля, существующего в облаке. Уменьшение напряжённости поля приводит к уменьшению интенсивности всех лавин, в частности — к уменьшению скорости образования позитронов и гамма-квантов, дающих начало новым лавинам. Каждая лавина имеет конечное время жизни, определяемое временем прохождения исходной частицей области сильного поля. Поэтому уменьшение скорости образования новых лавин приведёт к уменьшению количества лавин, существующих одновременно. В итоге, скорость разрядки уменьшится. Увеличение напряжённости поля приведёт к увеличению скорости размножения электронов и лавин, скомпенсировав исходное уменьшение поля и обеспечив самоподдержание существования лавин. Те же рассуждения могут быть проведены и в обратную сторону: увеличение напряжённости поля обусловит более высокую скорость разрядки; когда она превзойдёт скорость зарядки облака, поле будет уменьшаться, а вместе с ним — и интенсивность размножения электронов в лавинах.

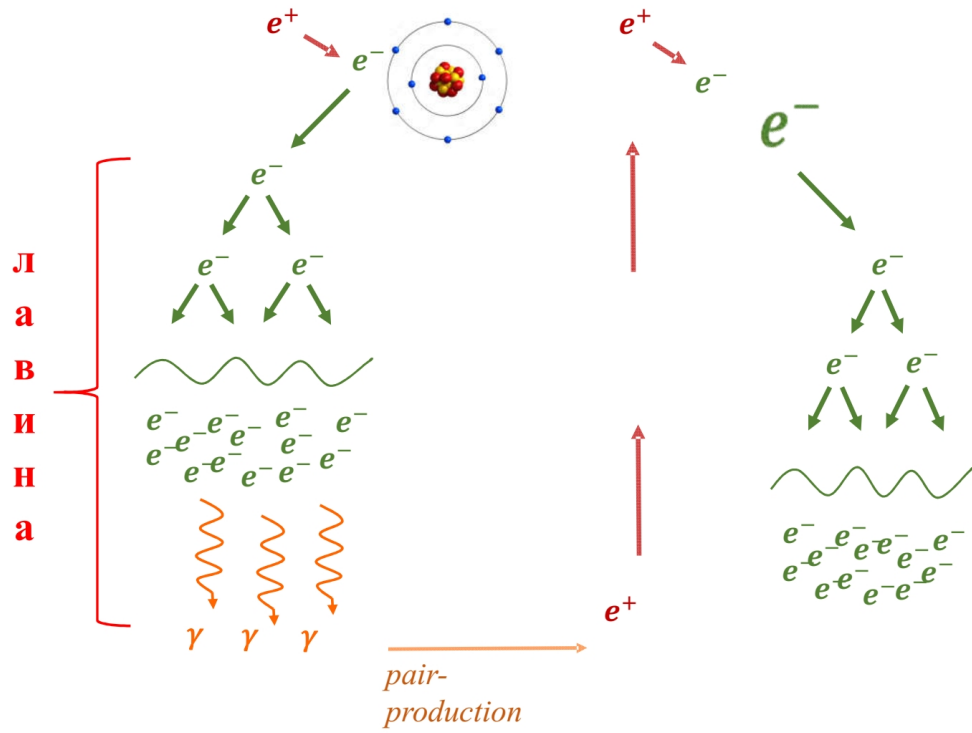


Рис. 4: Схема процессов взаимодействия частиц в рамках механизма релятивистской обратной связи на основе позитронов.

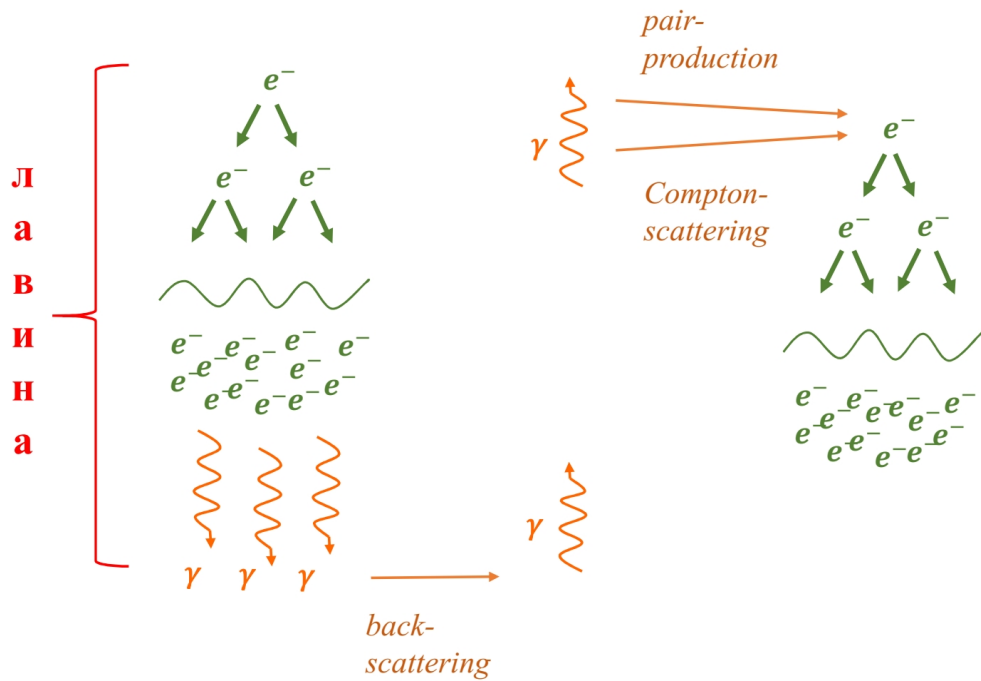


Рис. 5: Схема процессов взаимодействия частиц в рамках механизма релятивистской обратной связи на основе гамма-квантов.

## 2 Приземное увеличение потока частиц и сопровождающие его конвективные явления

Увеличение приземного потока энергичных фотонов и электронов под грозовыми облаками (thunderstorm ground enhancement, TGE) наблюдается для электронов и фотонов с энергиями 3 МэВ–100 МэВ, с характерной длительностью около 100 мкс [3], при прохождении электрифицированных облаков над местом наблюдения.

### 2.1 Основные свойства явления TGE

Приземное грозовое увеличение (относительно фонового значения) потока энергичных частиц происходит в результате развития нисходящих электронных лавин в электрифицированных облаках [31; 32]. Потоки электронов, гамма-квантов и нейтронов регистрируются наземными детекторами. Наблюдению TGE благоприятствует малая высота облаков над поверхностью земли, так как при этом будет небольшой и потеря энергии частицами на пути от места возникновения до места их регистрации. Малой высоте облачности над земной поверхностью способствуют два фактора: расположение места наблюдения на локальной возвышенности и климатическая особенность, приводящая к небольшой высоте основания облака над поверхностью (1–2 км). Наибольшее количество наблюдательных данных о TGE получено на высокогорной Исследовательской Станции Арагац [33], 3200 м над уровнем моря. Кроме того, усиление потока энергичных частиц при прохождении грозового облака было зафиксировано на горной станции в Тибете (Yangbajing Cosmic Ray Observatory, 4300 м н.у.м. [34–38]), на горной станции Тянь-Шань (Tien-Shan mountain station, 3400–3860 м, [39–42]), на горе Хермон (2020 м, [43; 44]), в горах Высокие Татры (Обсерватория Ломницки-Штит, 2634 м, [45–47]), в горах Северного Кавказа (Баксанская обсерватория, [48–50]), на станции вблизи вершины Фудзи (метеостанция принадлежит Japan Meteorological Agency (JMA) 3770 м, [51]), в горах Норикура (The Norikura cosmic-ray observatory, 2770 м, [52]).

Климатические особенности, приводящие к возникновению облаков с высотой основания около 1–2 км, приводят к возможности наблюдения TGE вне возвышенностей. Небольшая высота облаков над поверхностью земли характерна для так называемых зимних японских гроз, изучаемых в виде отдельного феномена благодаря особенностям метеорологических условий и связанных с ними процессов разделения заряда. Во время гроз вблизи побережья Японии также наблюдается увеличение потока энергичных частиц (Kashiwazaki-Kariwa Nuclear Power Station, [53], Ohi Power Station [54], the Tsuruga Power Station, [55]). Свойства энергичного излучения, сопутствующего зимним японским грозам, обсуждаются в [56–58].

Развитие лавин убегающих электронов в облаке при TGE приводит к увеличению потока электронов и фотонов с энергиями 3 МэВ–100 МэВ длительностью от 100 мс до десятков минут. Возмущение электрического поля обычно длится несколько десятков минут и вызвано движением над местом наблюдения облака с характерной скоростью 5–10 м/с, что соответствует оценке горизонтального размера заряженной части облака в несколько километров. Результаты измерения приземного потока энергичных частиц подвержены “загрязнению” излучением продуктов распада радона. Радон не имеет стабильных изотопов, период полураспада наиболее стабильного ( $^{222}\text{Rn}$ ) составляет 3.8 суток. Концентрация радона в приземном слое воздуха зависит от состава подстилающей поверхности и резко убывает с высотой. Увеличение содержания радона может быть вызвано выпадением осадков, которые “выбивают” радон из почвы, а также изменением приземной напряжённости электрического поля [59; 60]. Ионы, порождённые излучением продуктов распада радона, под активным грозовым облаком быстро покидают приземный слой воздуха, поднимаясь под воздействием электрического поля облака [59]. Корреляция между потоком гамма-излучения, осадками и вертикальной компонентой приземной напряжённости электрического поля исследована в [44]. Атомы радона и продуктов его распада могут присоединяться к взвешенным в воздухе аэрозольным частицам, затем подниматься под действием электрического поля облака и создавать низкоэнергичное (ниже 3 МэВ) изотропное гамма-излучение [61].

## 2.2 Оборудование для наблюдения TGE на Станции Арагац

Использованные в исследовании данные о приземном значении электрического поля и потока энергичных частиц взяты из открытого архива результатов измерений Исследовательской Станции Арагац [33], обеспечивающей основную часть данных о TGE, наблюдаемых в мире. Станция Арагац Отдела космических лучей Ереванского физического института расположена на высоте 3200 м над уровнем моря, на склоне одноимённой горы ( $40^{\circ}28'N$ ,  $44^{\circ}10'E$ ) на северо-западе Армении, примерно в 50 км от Еревана. Гора Арагац является стратовулканом и имеет 4 вершины, самая высокая — северная (4090 м), высота западной — 4007 м, восточной — 3916 м, южной — 3879 м. Между вершинами расположен вулканический кратер глубиной 350 м и шириной 2.5 км. На Станции Арагац круглогодично ведутся наблюдения высокоэнергичных атмосферных явлений. Оборудование Станции включает детекторы электронов, гамма-излучения и нейтронов, а также — приборы для измерения метеопараметров, флюксметр и детектор молниевых разрядов [31; 62].

### 2.2.1 Измерение приземной напряжённости электрического поля

Если напряжённость электрического поля под облаком превышает напряжённость поля хорошей погоды (около 100 В/м, [63], с.420), то это является свидетельством наличия развитой электрической структуры у этого облака. Напряжённость электрического поля под электризованным облаком может достигать 35 кВ/м. В качестве приборов для регистрации квазистатического электрического поля на Станции Арагац используются флюксметры Electric Field Monitor Boltek EFM-100 ([www.boltek.com](http://www.boltek.com)). Погрешность измерения электростатического поля составляет 5% для значений измеряемой величины до 40 кВ/м. Паспортная частота дискретизации электрического сигнала составляет 20 Гц. Здесь и далее под напряжённостью электрического поля подразумевается её вертикальная компонента. Положительная величина напряжённости электрического поля принята соответствующей направлению вниз, то есть полю, создаваемому положительным зарядом, расположенным над наблюдателем.



## 2.2.2 Сцинтилляционные детекторы: NaI(Tl) и пластиковый сцинтиллятор

Регистрация электронов и фотонов, приходящих от грозовых облаков, осуществляется на Станции Арагац с помощью детектора на основе кристаллов NaI(Tl), а также детектора Stand-3 на основе пластикового сцинтиллятора. Свойства обоих детекторов приведены в Таблице 1 [31; 64; 65]. Каждый детектор характеризуется вероятностью обнаружения частицы определённого вида и энергии. Отклик детектора является интегральной характеристикой потока частиц разных видов. Одновременное применение детекторов с разными энергетическими порогами позволяет определить доли электронов и гамма-фотонов в попадающем на детекторы потоке.

Детектор	Средняя скорость счёта в минуту	Эффективность регистрации $\gamma$ 10 МэВ	Порог регистрации электронов, МэВ	Стандартное откл. (относительное)
NaI(Tl)	3678	85%	3 МэВ (50%) 17 МэВ (95%)	218 (0.67%)
Stand-3 1000	6971	4%	4 МэВ (50%)	93 (1.33%)
Stand-3 1100	3427	0.2%	15 МэВ (50%)	57 (1.65%)
Stand-3 1110	2980	0.01%	25 МэВ (50%)	57 (1.91%)

Таблица 1: Характеристики детекторов NaI(Tl) и Stand-3.

**Stand-3** содержит четыре расположенных один над другим слоя пластикового сцинтиллятора площадью  $1 \text{ м}^2$  и толщиной 3 см каждый. Отдельное рассмотрение откликов каждого из четырёх слоёв детектора обеспечивает информацию об энергетическом спектре детектируемого излучения. Событие регистрации сигнала означает регистрацию сигнала хотя бы в одном из слоёв, при этом каждый из остальных слоёв может либо тоже зафиксировать сигнал, либо нет. Для указания конкретной комбинации откликов в слоях применяется комбинация из четырёх символов, где номер символа в комбинации соответствует номеру слоя детектора, считая сверху. Символ “1” соответствует зарегистрированному сигналу в слое, “0” — отсутствию сигнала. Путём численного моделирования показано, что комбинации “1000”, “1100”, “1110” и “1111” соответствуют регистрации

электронов с нижним порогом по энергии в 5, 15, 25 и 35 МэВ соответственно. Так, электроны с энергией 5 МэВ приводят к возникновению существенного сигнала только в верхнем слое детектора, потому что оказываются поглощены прежде, чем могли бы достигнуть более глубоких слоёв. Электроны с энергией 15 МэВ могут проникать в первый и второй слои, и так далее. Результаты измерений скорости счёта для четырёх вышеуказанных комбинаций сигналов от отдельных слоёв позволяют оценить энергетический спектр электронов после отделения вклада гамма-излучения.

Нижний энергетический порог регистрации электронов детектором Stand-3 превышает 3 МэВ, благодаря чему показания детектора не подвержены влиянию излучения продуктов распада радона [66], которое полностью приходится на более длинноволновую часть спектра. Далее в исследовании основное внимание уделено отклику в канале “1000”, соответствующему относительно низкоэнергичной компоненте всего регистрируемого потока частиц.

**Детектор NaI(Tl)** состоит из кристалла NaI(Tl) размера  $120 \times 120 \times 240$  мм в алюминиевом корпусе толщины 1 мм. По причине высокой гигроскопичности вещества NaI кристалл покрыт слоем MgO толщины 0.5 см. Корпус детектора обращён прозрачным окном к фотокатоду фотоумножителя РМ-49 с диапазоном чувствительности 300–850 нм. Кристалл NaI(Tl) имеет площадь около  $0.032 \text{ м}^2$ , эффективность регистрации гамма-излучения примерно 80%. Детектор на основе кристалла NaI(Tl) используется для регистрации излучения в диапазоне энергии 0.3–50 МэВ. Отклик детектора в интервале энергии менее 3 МэВ почти полностью обусловлен принимаемым гамма-излучением.

Энергичное излучение, падающее на измерительный прибор, сначала взаимодействует с его корпусом и покрытием, затем достигает детектирующего вещества. При прохождении через оболочку прибора излучение меняет свой состав, так как электроны и фотоны теряют энергию, поглощаются и переизлучаются.

Для определения по отклику детектора состава падающего на него потока энергичных частиц необходимо изучить взаимодействие энергичных частиц с

веществом детектора. Взаимодействие электронов и фотонов исследовано путём численной симуляции с помощью программного пакета GEANT4 (“GEometry ANd Tracking”, [68]). Инструментарий GEANT4 предназначен для моделирования взаимодействия энергичных частиц с веществом, широко применяется в физике высоких энергий, ядерной физике, а также в медицинских и космических исследованиях. При наблюдении TGE отклик детектора вызван попавшими на него электронами и фотонами. Для определения количества и свойств гамма-квантов в потоке частиц, достигшем детектора, требуется оценить вклад электронной компоненты в результирующий отклик детектора. С этой целью средствами GEANT4 проведено исследование взаимодействия электронов с покрытием детектора и самим детектирующим веществом NaI(Tl).

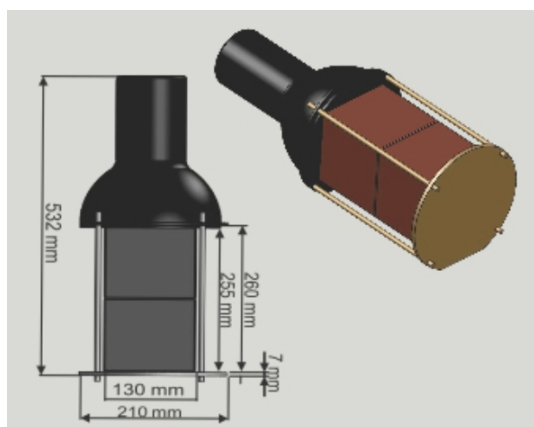


Рис. 6: Сцинтиляционный детектор на основе NaI(Tl) [67]

делирован следующим образом. Электроны начинают движение из квадрата  $11 \times 11$  мм, параллельного ближайшей плоскости детектора. Начальная энергия электронов: 1 МэВ, начальная скорость перпендикулярна ближайшей плоскости детектора. Электрическое поле, в котором происходит движение электронов — поле точечного заряда  $-3 \cdot 10^{-6}$  Кл над проводящей плоскостью, содержащей ближайшую к старту электронов поверхность детектора. Точечный заряд расположен на расстоянии 1 см над местом старта электронов.

Для трёх значений расстояния старта электронов до детектора (1 м, 4.5 м, 10 м) посчитаны следующие величины:

С помощью GEANT4 рассмотрено поглощение веществом NaI(Tl) частиц, получившихся в результате распространения в воздухе электронов из локального источника. Характеристики электронов RREA, включая распределение по направлениям, точно не известны, поэтому источник электронов про-

- Количество электронов и гамма-квантов, которые достигли бы NaI(Tl) детектора в отсутствие алюминиевого покрытия.
- Количество электронов и гамма-квантов, которые достигли бы NaI(Tl) при наличии над ним алюминиевого покрытия толщиной 1 мм.

Вопрос взаимодействия частиц с материалом NaI(Tl) оставлен за рамками данного рассмотрения. Далее приведено сравнение потока частиц, достигающих детектирующего вещества NaI(Tl), для модели детектора с алюминиевым покрытием, а также для упрощенной модели детектора, состоящего только из NaI(Tl) без покрытия.

При расстоянии 1 м от старта электронов до детектора при наличии покрытия детектора бы достигло в среднем 910 электронов и 86 квантов на 1000 исходных электронов, без покрытия — 988 электронов и 27 квантов на 1000 исходных электронов (значения получены усреднением по 10 запускам с 1000 исходных электронов каждый). Увеличение количества квантов при наличии покрытия объясняется образованием квантов при взаимодействии частиц, попадающих на покрытие, с его веществом.

При расстоянии 4.5 м от старта электронов до детектора вещества NaI(Tl) достигает 236 электронов и 42 квантов на 1000 исходных электронов при наличии покрытия, 374 электронов и 30 квантов при отсутствии покрытия. При расстоянии 10 м — 4 электрона и 18 квантов на 1000 исходных электронов при наличии покрытия, 12 электронов и 20 квантов при отсутствии покрытия. При большом расстоянии от старта электронов до детектора основное влияние покрытия состоит в поглощении электронов.

На Рис. 7 и 8 представлены визуализации движения 200 электронов при расстоянии от старта электронов до детектора 4.5 м и 10 м соответственно. Часть электронов (зелёные траектории) при поглощении в детекторе создают фотоны (синие траектории).

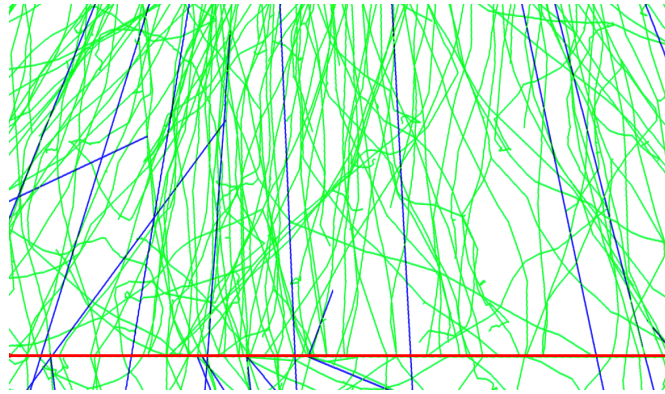


Рис. 7: Распространение 200 исходных электронов в воздухе до покрытия детектора (красная горизонтальная линия) и взаимодействие с ним. Расстояние от старта начальных электронов до плоскости покрытия: 4.5 м. Траектории электронов — зелёные, фотонов — синие.

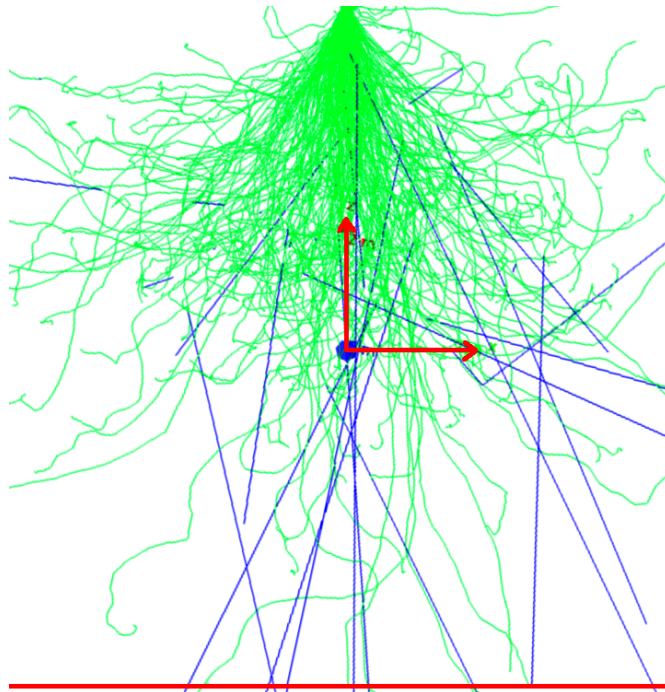


Рис. 8: Распространение 200 исходных электронов в воздухе до покрытия детектора (обозначено красным) и взаимодействие с ним. Расстояние от старта начальных электронов до плоскости покрытия: 10 м. Красные стрелки — координатные оси, перпендикулярно ближайшей плоскости детектора и вдоль неё. Траектории электронов — зелёные, фотонов — синие.

Таким образом, для всего рассмотренного диапазона расстояний от старта электронов до детектора наличие покрытия у детектора увеличивает коли-

чество поглощённых веществом  $\text{NaI(Tl)}$  фотонов (часть из них образуется в покрытии) и уменьшает количество поглощённых электронов (часть исходного потока электронов в результате взаимодействия с покрытием не достигает вещества  $\text{NaI(Tl)}$ ).

### 2.3 Наблюдения TGE на Исследовательской Станции Арагац

Наблюдение и изучение событий TGE ведётся на Станции Арагац с 2009 года. Разнообразие применяемого измерительного оборудования увеличивалось со временем, поэтому наиболее полны и информативны сведения о событиях TGE, зарегистрированных в последние годы. Настоящее исследование сфокусировано на событиях TGE, наблюдавшихся на Станции Арагац в 2016–2018 годах. Из более чем трёх сотен событий выбраны те, данные для которых наиболее подробны и допускают детальное исследование условий развития TGE. Статистические сведения о характеристиках явления TGE могут быть найдены в каталоге событий, зарегистрированных в 2017 году [69]. Наиболее часто TGE наблюдаются с мая по июнь. Температура воздуха у поверхности земли в месте наблюдения при регистрации TGE обычно находится в пределах от  $-5^\circ\text{C}$  до  $5^\circ\text{C}$ . Относительно низкая приповерхностная температура связана с расположением нулевой изотермы вблизи нижней границы облака или под облаком, что приводит к необычным условиям разделения заряда, обсуждённым в главе 3.

Путём измерения дифференциальных энергетических спектров в диапазоне 300 кэВ – 50 МэВ было установлено, что длительные увеличения потока (продолжительностью до 4 часов) имеют характеристическое время затухания порядка одного часа, что близко к периоду полураспада изотопов  $^{214}\text{Pb}$  (испытывает бета-распад с периодом 29 минут, создавая излучение с энергией 300 кэВ) и продукта его бета-распада  $^{214}\text{Bi}$  (бета-распад с периодом 20 минут обуславливает излучение с энергией 600 кэВ). С применением детекторов с различной ориентацией активной поверхности в пространстве было показано, что высокоэнергичное излучение (более 3 МэВ) при TGE направлено преимущественно

вниз, а низкоэнергичная компонента изотропна [66], что объясняется тем, что низкоэнергичная компонента является излучением продуктов распада радона. Поднятие радона при TGE, как правило, не связано с выпадением осадков, потому что многие события TGE не сопровождаются осадками [60]. Низкоэнергичное излучение, следующее за TGE, обусловлено поднятием радона над поверхностью земли электрическим полем. После прохождения электрифицированного облака над местом наблюдения электрическое поле обретает значение, характерное для хорошей погоды, и поднятие продуктов распада радона прекращается. Превышение потоком электронов и фотонов фонового значения для большинства событий находится в пределах 10%, в редких случаях приближаясь к 100%. Длительность надфонового низкоэнергичного излучения превосходит длительность возмущения приземного электрического поля не более чем на полчаса, что примерно равно периоду полураспада преобладающих (и наиболее долгоживущих) изотопов цепи распада радона —  $^{214}\text{Pb}$  и  $^{214}\text{Bi}$ .

Простейшее суждение о распределении заряда в облаке, создающем TGE, может быть составлено на основе характерного вида динамики приземной напряжённости электрического поля, наблюдаемой при прохождении над местом измерений создающего TGE облака. Динамика электрического поля, регистрируемая стационарным инструментом при движении облака над местом наблюдения, характеризует зависимость приземного электрического поля от горизонтальной координаты, так как на временном масштабе прохождения облака над местом наблюдения (несколько десятков минут) распределение заряда в облаке может считаться приблизительно неизменным [70; 71]. Типичное значение приземной горизонтальной скорости ветра составляет 3–8 м/с, то есть за 20 минут облако перемещается на 1–2 км по горизонтали. Динамика приземной напряжённости электрического поля и потока гамма-излучения при TGE изображена на Рис. 9 на примере события 16 октября 2011 года, и находится в согласии с трёхслойной моделью электрической структуры создающего TGE облака, Рис. 10. Вклад нижнего положительно-заряженного слоя в наблюдаемую динамику приземной напряжённости соответствует относительно резкому и непродолжительному уменьшению модуля напряжённости поля в интервале

времени, когда она отрицательна (центральный локальный максимум чёрной кривой динамики результирующего поля на Рис. 10 отражает вклад напряжённости поля нижнего положительно-заряженного слоя, отдельно представленной зелёной кривой). Локальный максимум напряжённости электрического поля при прохождении нижнего положительно-заряженного слоя над местом наблюдения имеет меньшую продолжительность, чем период, где приземная напряжённость поля отрицательна, если модуль нижнего положительного заряда существенно меньше модуля среднего отрицательного заряда, что находится в согласии со стандартной трёхслойной моделью распределения заряда в облаке [22]. При этом напряжённость электрического поля между средним отрицательным и нижним положительным зарядами облака способствует распространению электронных лавин по направлению к земле, что может привести к TGE. Указанное обстоятельство иллюстрирует роль нижнего положительно-заряда в развитии TGE и описывает события, при которых кратковременное уменьшение модуля отрицательной приземной напряжённости поля происходит одновременно с увеличением потока гамма-излучения, как на Рис. 10.

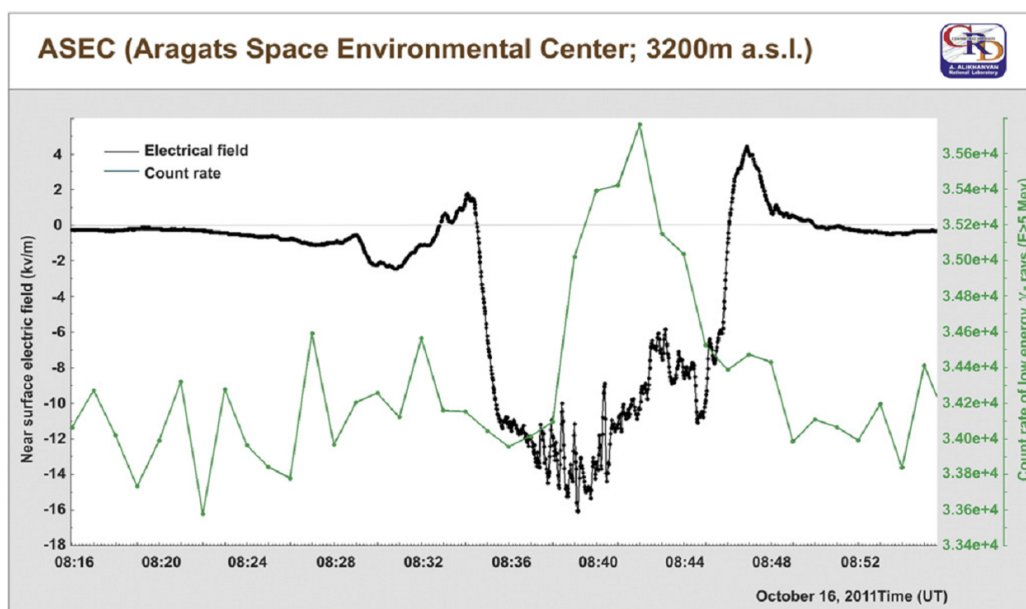


Рис. 9: Динамика приземной напряжённости электрического поля и потока энергичных частиц, измеренная на Станции Арагац для события TGE 16 октября 2011 года [72].



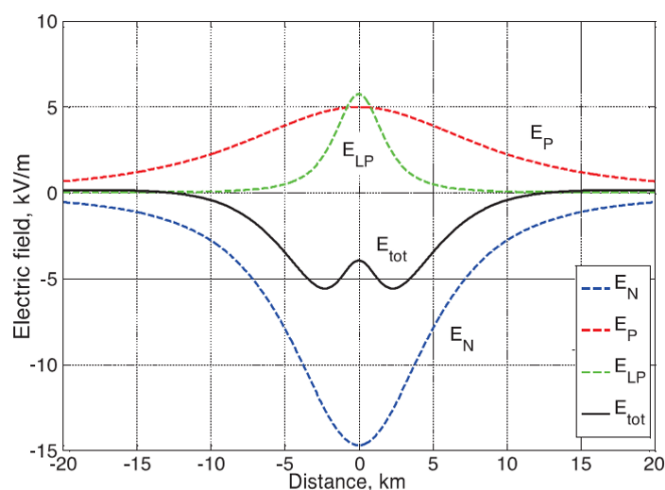
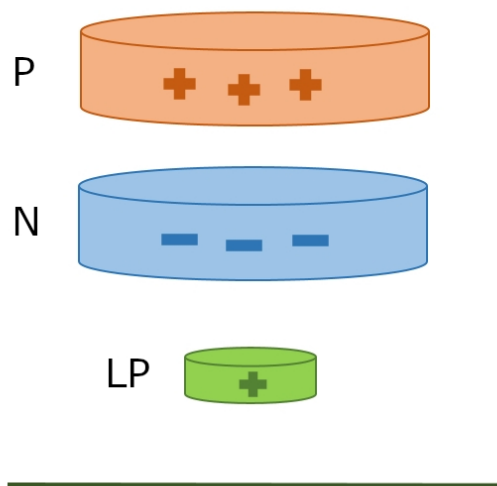


Figure 4. The electrostatic field measured on the ground due to the vertical tripole according to the “atmospheric electricity” sign convention;  $Q_P=40\text{ C}; Q_N=-40\text{ C}; Q_{LPC} = 2.5\text{ C}; H_P=12\text{ km}; H_N=7\text{ km}; H_{LP}=2.5\text{ km}$

Рис. 10: Трёхслойная модель распределения заряда в облаке и зависимость напряжённости электрического поля под облаком с рассматриваемой структурой от горизонтальной координаты, [73]. P — верхний положительно-заряженный слой облака, N — средний отрицательно-заряженный слой, LP — нижний положительно-заряженный слой. Штриховые кривые — динамика приземной напряжённости электрического поля, создаваемого каждым из зарядовых слоёв в отдельности. Сплошная кривая — суммарная напряжённость электрического поля трёх зарядовых слоёв.

Динамика приземного поля при TGE более разнообразна, чем пример Рис. 9, что косвенно свидетельствует о разнообразии электрической структуры облаков, создающих TGE. Материал следующих двух глав показывает, что предположение о важности нижнего положительного заряда для развития TGE верно, а характерная структура создающего TGE облака не сводится к стандартной трёхслойной модели.

## 2.4 Методы исследования строения и электрической структуры облаков

Изучение метеорологических характеристик и распределения заряда в облаке требует совместного использования различных методов, потому что их области применимости и вид получаемой информации существенно отличны.

Основные способы изучения строения и состава облаков — спутниковые наблюдения, радарные измерения, зондовые измерения, численное моделирование. Закономерности эволюции распределения заряда изучаются также с помощью лабораторного моделирования. Далее приведены краткие сведения о перечисленных методах с комментариями о пригодности для изучения облаков, усиливающих потоки энергичных частиц.

Исторически первый способ измерения характеристик водных частиц в облаке — зондовые и самолётные измерения [74]. Обзор результатов исследований, осуществлённых с помощью приборов, доставляемых в облако с помощью самолётов или зондов, приведён в [75]. Измерения с помощью самолётов характеризуют главным образом горизонтальную структуру облака, зондовые измерения позволяют определить высотные профили физических характеристик, включая концентрации водных частиц (гидрометеоров). Самолётные и зондовые измерения привели к формированию общего представления о составе и строении облаков, что сводится к следующему. Облака состоят из водных частиц (жидких и твёрдых), а также из примесных частиц — аэрозолей, с размерами 1 нм — 100 мкм. Характерная плотность кучево-дождевого облака около  $0.5 \text{ г/м}^3$ , благодаря чему в облаке с объёмом  $10 \text{ км}^3$  может быть сосредоточено около 500 т воды. Капли воды в составе облака имеют размеры в диапазоне 1–800 мкм. Частицы снега, представляющие собой совокупность соединённых частиц льда, обладают размерами 1–2000 мкм. Концентрация водных частиц каждого из типов может достигать  $1000 \text{ м}^{-3}$ . Разделение заряда происходит активно при наличии в облаке больших количеств и твёрдых, и жидких гидрометеоров. По этой причине для исследования атмосферного электричества основной интерес представляет диапазон высот 0–10 км, в котором обычно сосредоточены и твёрдые, и жидкие гидрометеоры. Часто концентрация и твёрдых, и жидких частиц оказывается велика в окрестности нулевой изотермы. Подробные сведения о типах облачных частиц, о процессах их преобразования и роли в динамике облака содержатся в [75]. Самолётные и зондовые исследования электрической структуры облака описаны в [74; 76–80].

Наблюдения облаков в оптическом и ИК-диапазонах, проводимые с помо-

щью установленных на спутниках приборов, обеспечивают сведения о температуре и размерах облачных частиц, а также о высоте их расположения. Возможности спутниковых наблюдений сводятся в основном к описанию верхней части слоя облачности по причине малой глубины проникновения излучения, применяемого при спутниковом пассивном зондировании. Результаты спутниковых наблюдений имеют разрешение по горизонтальной координате около 20 км (то есть существенно более низкое, чем у данных метеорадара — около 1 км), и характеризуют только верхнюю кромку облака. На Рис. 11 и Рис. 12 представлены результаты наблюдений со спутников Meteosat организации EUMETSAT, данные доступны на [81] и [82]. Рис. 11 показывает температуру верхней кромки облаков, Рис. 12 — высоту верхней кромки облаков. Обе характеристики позволяют оценить достоверность численного моделирования состояния атмосферы на горизонтальном масштабе около 30 км. Основные спутниковые измерительные системы, обеспечивающие данные о строении облаков — Meteosat (с 1977 года) и Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (с 1997 года по 2015 год). Анализ состава и строения создающих TGF облаков по данным TRMM приведён в [83] и является одним из немногих источников информации о концентрации частиц в облаках при TGF.

Измерения с помощью метеорологических радиолокаторов обычно осуществляются на длинах волн 3 см и 10 см. Зондирование области радиусом до 300 км занимает около 5 минут. Горизонтальное разрешение — около 1 км. Радиолокационная отражаемость создаётся облачными частицами разных типов и размеров, и поэтому является интегральной характеристикой распределения облачных частиц, будучи наименее чувствительной к концентрации мелких капель. Вклады различных частиц в радиолокационную отражаемость облака исследованы в [84]. И радарные, и спутниковые данные, наряду с результатами наземных измерений, применены в настоящем исследовании для верификации результатов моделирования состояния атмосферы. Зондовые измерения, до сих пор не проводившиеся в Арагац, могли бы добавить ясности картине строения облака, при том что они сложны в технической реализации и обеспечивают данные только об ограниченной части облака в узком временном интервале.

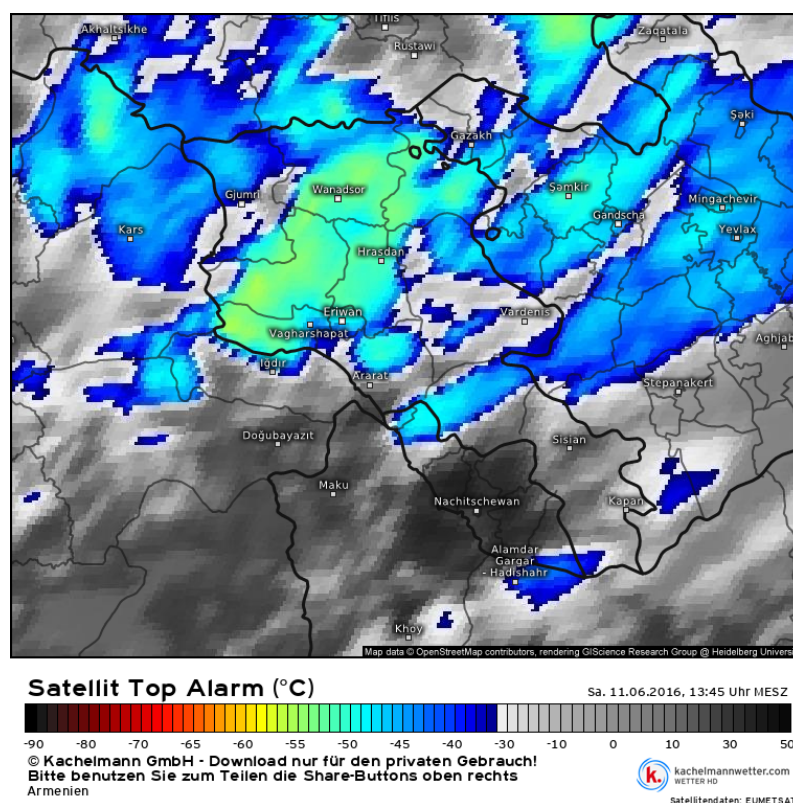


Рис. 11: Температура верхней кромки облака по данным Meteosat (канал Top Alarm), 6 ноября 2016 года, 11:45 UT.

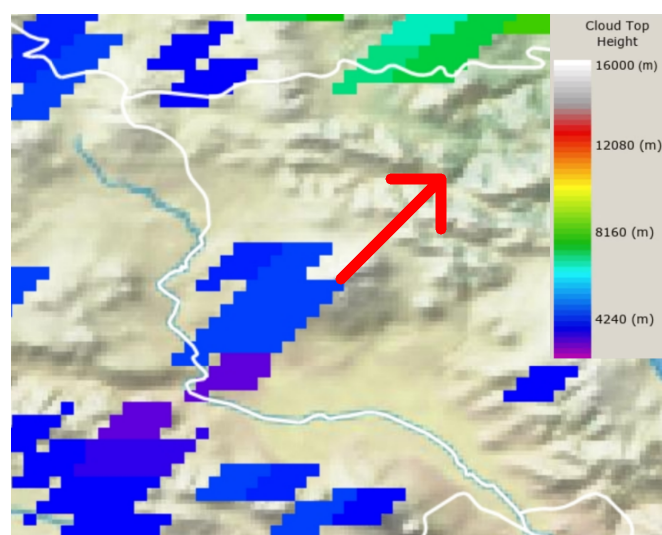


Рис. 12: Высоты верхней границы облаков перед усилением приземного потока частиц над участком поверхности размером  $250 \times 200$  км, по данным Meteosat (канал Cloud Top Height), для TGE 9 января 2019 года, 18:30 UT. Наблюдательная станция расположена на вершине горы, находящейся в центре кадра. Направление ветра на Станции Арагац обозначено красной стрелкой.

Численные модели демонстрируют быстрое увеличение качества описания конвективных явлений в течение последних десятилетий [85]. Численное моделирование имеет особую ценность для исследования облаков, создающих высокоэнергичные потоки частиц, потому что события TGE и TGF относительно редки и непредсказуемы, что приводит к высокой технической сложности проведения измерений в облаке во время развития в нём электронных лавин. Радарные данные, по сравнению с результатами других видов измерений, обеспечивают наиболее полную и подробную информацию о конвективном явлении, и поэтому могут применяться для определения степени корректности моделирования конвективных структур на масштабе единиц и десятков километров, что можно видеть на примере [86], а также в данном исследовании. Сравнение результатов моделирования с данными измерений радиолокационной отражаемости позволяет определить достоверность воспроизведения крупномасштабной структуры конвективного события (на масштабах около 10 км). Радарные наблюдения позволяют обнаружить лишь крупные гидрометеоры (крупнее примерно 50 мкм). Более мелкие водные частицы являются важной составляющей облака, влияя на его эволюцию и электрическую структуру. Объёмная плотность заряда на облачных частицах с размерами в диапазоне 1–10 мкм может быть сопоставима с плотностью заряда на более крупных гидрометеорах (10–40 мкм) [87]. При этом мелкие дождевые капли и ледяные частицы, играющие важную роль в процессах разделения заряда в облаке [88–90], в основном имеют размер менее 40–50 мкм. Таким образом, радарная отражаемость является интегральной характеристикой, не обеспечивая информации о распределении отдельных видов облачных частиц.

Одно из основных преимуществ численного моделирования по сравнению со всеми перечисленными методами исследования конвективных явлений — возможность получения информации о всём объёме облака на протяжении нескольких часов его эволюции. Недостатком численного моделирования является необходимость тщательного определения параметров модели, что применительно к поставленной задаче описано далее.

## 2.5 Численное моделирование состояния атмосферы

Численное моделирование является важным инструментом исследования строения облаков благодаря возможности рассмотрения широкого спектра условий, пространственных и временных масштабов. Это обстоятельство делает численное моделирование важным дополнением измерительных методик, дающих информацию о структуре конкретного облака, часто — только некоторой его части или отдельной стадии развития. Численное моделирование является основным источником сведений о свойствах облачности в условиях, когда данные радарных и спутниковых наблюдений сильно ограничены или отсутствуют вовсе. Для пояснения выбора инструмента моделирования далее приводится краткое описание основных типов прогностических моделей и их свойств. Затем обсуждается процесс выбора параметров моделирования для описания создающих TGE облаков в Арагац, а также результаты моделирования состояния атмосферы для двух характерных событий TGE.

Классификация численных моделей прогноза атмосферы по пространственному и временному масштабу описываемой области тесно связана с классификацией погодных явлений, для анализа которых модели применяются. Задачи краткосрочного (1–3 суток) и среднесрочного (3–10 суток) прогноза погоды требуют отражения в моделировании трёх типов атмосферных процессов: крупномасштабных, среднемасштабных и мелкомасштабных [91]. Классификация процессов по горизонтальному масштабу связана с их длительностью во времени. Крупномасштабные (макромасштабные) процессы захватывают область размером порядка нескольких тысяч километров и развиваются за время порядка нескольких суток. Среднемасштабные (мезомасштабные) процессы характеризуются горизонтальным размером порядка десятков и сотен километров, и временной протяжённостью порядка часов. Пример мезомасштабного процесса — развитие атмосферного фронта или кучевой облачности. Мелкомасштабные (микромасштабные) процессы захватывают область с горизонтальным размером порядка сантиметров и метров и временной промежуток порядка секунд и минут. К мелкомасштабным процессам относятся атмосферная турбулентность

и процессы в приземном слое.

Прогнозируемые природные явления возникают при влиянии случайных факторов, поэтому точная локализация явлений во времени и пространстве принципиально невозможна. Измерительные данные, необходимые для задания начальных условий, известны с точностью до погрешности измерений. Наибольшая точность моделирования достигается при использовании начальных данных, предварительно приведённых в согласие с моделью. При постановке задачи прогноза или моделирования погодного явления основной интерес представляет описание общих характеристик явления — его пространственного и временного масштаба, качественных свойств динамики и физических взаимосвязей, при этом пространственно-временные координаты и конкретные значения физических величин имеют второстепенное значение. Если различие по времени и горизонтальной координате между наблюдавшимся и промоделированным явлением не велико по сравнению с соответствующими масштабами самого явления, прогноз следует считать успешным. Оценка погрешности прогноза обычно строится на сравнении промоделированных и измеренных физических величин после их усреднения по нескольким шагам временной и координатной сеток. Качество прогноза определяется по корреляции между промоделированными и измеряемыми значениями основных характеристик (температура, давление, влажность) на высоте, соответствующей давлению 500 гПа. Точность прогнозирования погодных явлений существенно возросла за последние двадцать лет [85; 92; 93]. Рост качества прогноза достигнут благодаря совершенствованию численных методов и увеличению точности измерений, а также по причине развития процедур приведения измерительных данных в соответствие с численной моделью. Наиболее развитые и надёжные современные численные мезомасштабные модели прогноза погодных явлений — MM5 (Fifth-Generation Mesoscale Model), GEM (Global Environmental Multiscale Model), COSMO (Consortium for Small-scale Modeling), WRF (Weather Research and Forecasting model). Только одна из них — модель WRF — находится в свободном доступе. Поэтому вычисления в составе настоящего исследования выполнены с применением модели WRF, её ядра WRF-ARW (Advanced Research WRF).

## 2.6 Модель WRF

Настоящее исследование метеорологических свойств создающих TGE облаков выполнено с помощью модели Weather Research and Forecasting model (WRF-ARW, v. 4.1.2) [94]. Электрические свойства облаков при TGE изучены с использованием разработанной параметризации электрических процессов [12], описанной в главе “Структура облаков, создающих электронные лавины”. Далее описаны основные характеристики модели WRF.

Модель WRF — система численного моделирования атмосферных явлений и прогноза погоды, основанная на решении негидростатических уравнений Эйлера для сжимаемой жидкости. Модель WRF разработана объединением исследовательских центров во главе с Национальным центром атмосферных исследований США (National Center for Atmospheric Research, NCAR) и Национальным управлением океанических и атмосферных исследований Национального центра по прогнозированию состояния окружающей среды США (National Oceanic and Atmospheric Administration of National Centers for Environmental Prediction, NOAA NCEP). WRF широко применяется для исследовательских и прогностических приложений благодаря открытому доступу и централизованной поддержке. В основу модели WRF положены уравнения, описывающие динамику семи величин: трёх компонент скорости ветра, температуры, давления, обратной плотности воздуха и геопотенциала. Для описания физических процессов на геометрическом масштабе, меньшем чем у основной сетки (1 км по горизонтали в данном исследовании), в WRF включены параметризации микрофизических процессов, облаков, планетарного пограничного слоя, процессов у поверхности земли и излучения. Результатом моделирования в общем случае являются значения около 250 параметров, включая семь основных, а также концентрации и массовые плотности гидрометеоров различных видов. Отдельно созданные методы анализа электрических атмосферных явлений применяются в совокупности с моделированием WRF. Примеры моделирования и прогноза молниевой активности с использованием модели WRF содержатся в [95–97], моделирования электрической структуры — в [98]. Численное моделирование



состояния атмосферы с помощью WRF с применением разработанной электрической параметризации позволило определить физические (метеорологические и электрические) свойства конвективных явлений, создающих TGE.

## 2.7 Применение модели WRF для исследования облачности в регионе Арагац

Модель WRF пригодна для широкого круга прогностических и исследовательских задач благодаря наличию большого набора параметров. Выбор значений параметров, обеспечивающих наиболее достоверное моделирование, выполняется для каждой задачи отдельно. При этом возможные значения одних параметров зависят от выбранных значений других. Далее описаны способ и результаты определения параметров моделирования, оптимальных для исследования конвективных событий, сопровождающих явления TGE, наблюдаемые на Станции Арагац.

Для моделирования состояния атмосферы с помощью модели WRF применена стратегия двух вложенных областей, с центром в месте расположения Станции Арагац ( $40.4715^{\circ}\text{N}$ ,  $44.1815^{\circ}\text{E}$ ). Внешний домен с размерами  $2700 \times 1800$  км с шагом 3 км полностью охватывает Чёрное и Каспийское моря, Кавказские горы, Малоазиатское, Армянское и Иранское нагорья. Внутренний домен с размерами  $90 \times 90$  км с шагом 1 км детально воспроизводит окрестности горы Арагац, Рис. 13. Вертикальная координата внутреннего домена задана нерегулярной сеткой из 41 уровня, шаг дискретизации составляет около 50 м над земной поверхностью, возрастая до 600 м с увеличением высоты до 20 км. Карта высот внутреннего домена представлена на Рис. 14. В качестве начальных и граничных условий использовались данные реанализа NCEP GFS 0.25 Degree, без ассимиляции региональных метеоданных (так называемый “холодный старт”). Основной набор применённых параметризаций состоит из рекомендуемых для мелких сеток параметров ( $ra\_lw\_physics = 4$ ,  $ra\_sw\_physics = 4$ ,  $radt = 10$ ,  $sf\_sfclay\_physics = 1$ ,  $sf\_surface\_physics = 2$ ,  $bl\_pbl\_physics = 1$ ).

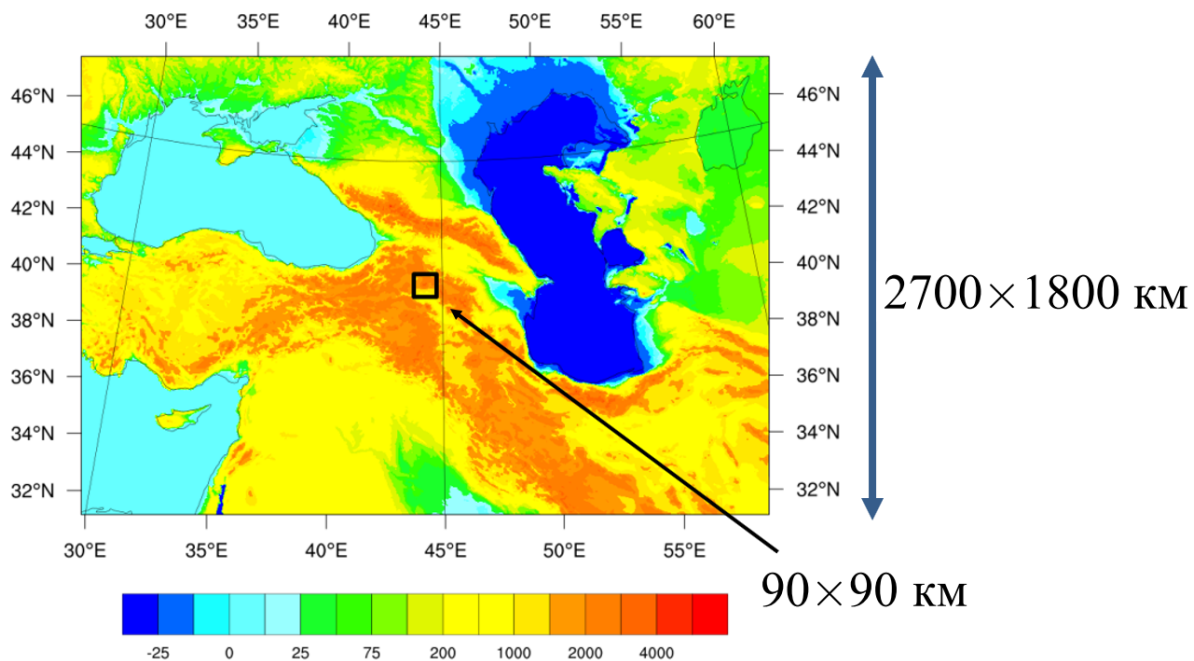


Рис. 13: Карта высот внешнего домена моделирования. Граница внутреннего домена обозначена чёрным квадратом. Станция Арагац расположена в центре изображённой области. Цветовая шкала — высота над уровнем моря в метрах.

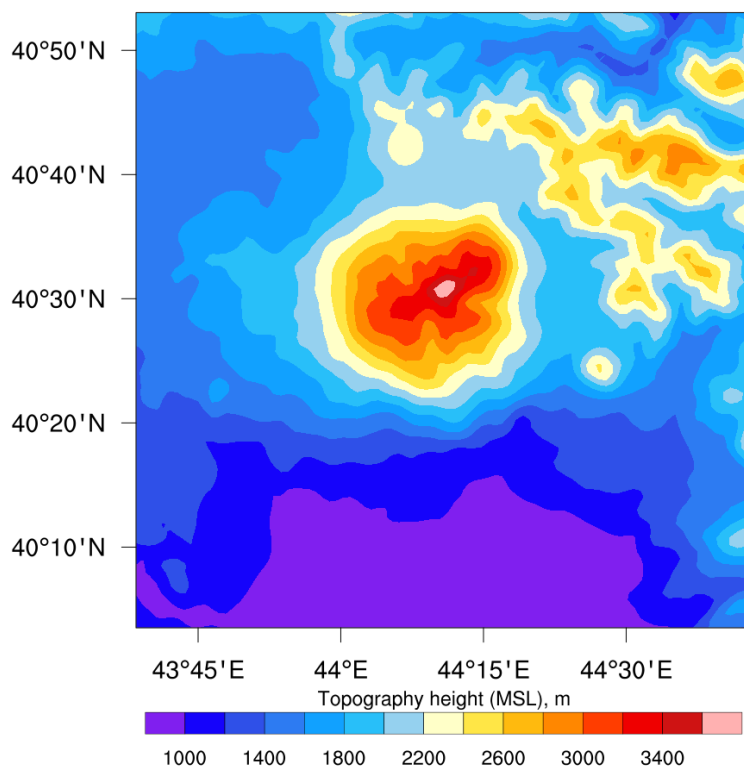


Рис. 14: Карта высот внутреннего домена моделирования. В центре домена — место измерений, Станция Арагац.

Одним из ключевых факторов успешности моделирования является обособленный выбор способа описания микрофизических процессов, то есть выбор микрофизической схемы, или параметризации микрофизики. Микрофизическая схема является совокупностью соотношений, определяющих скорость возникновения и исчезновения водных частиц каждого типа. Микрофизические схемы отличаются количеством описываемых типов гидрометеоров и способом описания процессов их преобразования. Твёрдые гидрометеоры являются основными носителями заряда в облаке [99]. Величина и знак заряда при одних и тех же условиях отличаются для твёрдых гидрометеоров разного типа, поэтому в моделировании важно как можно более точно описать динамику распределения твёрдых гидрометеоров с учётом различия их типов. Кроме того, задача определения электрической структуры облаков в горной местности на масштабе порядка километра накладывает ограничение на пространственное разрешение численной модели. Указанные требования — точность в описании твёрдых водных частиц и высокое пространственное разрешение — приводят к выбору в качестве одной из наиболее подходящих схем микрофизической параметризации Thompson-2008 [100], позволяющей описать три типа твёрдых гидрометеоров и рекомендованной для расчётов на мелкой горизонтальной сетке (с шагом около 1 км), [94]. Далее в этом разделе приведено сравнение результатов моделирования, полученных с использованием следующих микрофизических схем: MP1 — Kessler, MP2 — Lin (Purdue), MP3 — WSM3, MP6 — WSM6, MP8 — Thompson-2008, MP10 — Morrison, MP28 — Thompson Aerosol-Aware.

Параметризация микрофизических процессов Thompson-2008 основана на отдельном рассмотрении водяного пара и пяти видов гидрометеоров (дождевые и облачные капли — RAIN и CLOUD, частицы снега — SNOW, льда — ICE, и снежной крупы — GRAUPEL) [100]. Распределение мелких капель (CLOUD) и частиц льда по размерам считается монодисперсным, размеры частиц снега и капель дождя описываются распределением Маршалла-Пальмера. Гидрометеоры характеризуются следующими приблизительными диапазонами размеров: частицы льда — 0.001–1000 мкм, частицы снега — менее 10 мм, облачная влага (CLOUD) — менее 50 мкм, капли дождя — более 500 мкм, характер-

ная скорость падения составляет около 0.2–8 м/с [100], [101]. Параметризация Thompson-2008 является двухмоментной, то есть включает расчёт концентрации ледяных кристаллов, а не только отношение смеси облачных и дождевых капель, частиц льда, снега и ледяной крупы. Высокая достоверность моделирования с помощью WRF и параметризации Thompson-2008 конвективных событий в Армении показана в [102]. В рамках настоящего исследования были применены другие широко используемые параметризации, в частности учитывающие не менее трёх типов твёрдых гидрометеоров (Double-Moment 6-class scheme (WDM6), NSSL 2-moment scheme). Сравнение с измерительными данными показало, что параметризации Thompson-2008 и WDM6 обеспечивают наибольшую достоверность описания конвективных событий, сопутствующих явлению TGE в Арагац.

Первые 6–8 часов моделируемого интервала времени (“раскрутка”, “spin-up”) находятся под особенно сильным влиянием начальных условий и дают недостоверный результат моделирования. Необходимым условием корректного воспроизведения конвективного события является отсутствие облачности во внутреннем домене в первые 6–8 часов моделируемого промежутка. При выполнении этого условия для следующих за “раскруткой” 6–8 часов динамика атмосферных процессов будет корректно промоделирована. Более продолжительные события не могут быть описаны достоверно ввиду накопления ошибок при расчётах, что является принципиально неустранимым свойством всех численных моделей. По указанным причинам начало расчёта обычно выбиралось отстоящим на 6–12 часов от исследуемого события TGE, моделируемый промежуток времени составлял 12–24 часа. Для инициализации модели WRF-ARW использованы данные GDAS — глобальной системы ассимиляции данных, основанных на данных GFS, погрешность которых оценена как лежащая в пределах 10% [103]. Погрешность моделирования параметров атмосферы, выполненного в рамках данного исследования, оценена как 20%. Погрешность описания конвективных событий во времени составляет около 10–20 минут, так как максимальный временной шаг совокупности параметризуемых физических процессов составляет 10 минут (периодичность вызова блока радиационной физики).

### 2.7.1 Верификация результатов моделирования

Для установления достоверности результатов моделирования выполнены следующие действия.

1. Сопоставление промоделированной и измеренной динамики приземных значений температуры (на высоте 2 м над поверхностью земли) и давления (на высоте 10 м над поверхностью земли).
2. Сравнение промоделированных значений высоты и температуры верхней кромки облака с оценками, основанными на данных спутниковых наблюдений в ИК- и оптическом диапазоне [81; 82].
3. Сравнение результатов измерения радиолокационной отражаемости с её промоделированным значением, характеризующее степень достоверности моделирования крупномасштабной структуры конвективного явления.
4. Сравнение динамики приповерхностной напряжённости электрического поля, измеренной и промоделированной на основе оценки распределения заряда в облаке. Поскольку моделирование состояния атмосферы выполняется без использования сведений о распределении заряда, восстановление динамики приземной напряжённости электрического поля обеспечивает независимую оценку достоверности моделирования.

Для сравнения результатов моделирования радиолокационной отражаемости с данными метеорадара важны описанные далее свойства и погрешности обоих источников информации. Радар MRL-5 расположен в 20 км от Станции Арагац. Область сканирования имеет радиус 300 км. Сканирование осуществляется для одиннадцати значений угла наклона. Полный скан получается примерно за 3 минуты, что определяет разрешение результатов измерения по времени: полный скан включает в себя сканы при разных углах наклона, полученные в разное время. Обработка результатов сканирования позволяет получить горизонтальное распределение максимальной в столбе воздуха радиолокационной

отражаемости, а также распределение отражаемости в горизонтальной плоскости для фиксированных значений высоты. В горной местности сканирование при малых углах к горизонту подвержено дополнительным искажениям, так как луч может встретить поверхность рельефа, не достигнув максимальной дальности. Этот источник погрешности особенно важен для исследования низких облаков, представляющих основной интерес в изучении TGE.

И радарные данные, и результаты моделирования по умолчанию визуализируются в интерполированном виде (так сделано на всех рисунках в данной работе). Эффективное разрешение по горизонтальной координате для радарных данных и результатов моделирования составляет около 1 км. Особенностью радарных данных является неизбежное искажение в сторону малой отражаемости в круге радиуса до 20–30 км вокруг радара, что можно видеть на Рис. 28, где радар на картах измеренной отражаемости изображён красным маркером. Основным недостатком моделирования WRF как источника информации о распределении гидrometeorов в воздухе — невысокое разрешение по горизонтальной координате. Моделирование производится на сетке с шагом 1 км. Последующее усреднение по времени для исследования крупномасштабной структуры облака увеличивает погрешность до 2–3 км. Следует упомянуть, что при моделировании WRF радиолокационная отражаемость рассчитывается на основе промоделированного распределения гидrometeorов с учётом только рассеяния Релея. Вкладом рассеяния Ми допустимо пренебречь при нахождении отражаемости водных частиц субсантиметрового размера при сканировании с длиной волны 10 см. Большое значение при рассмотрении радиолокационной отражаемости имеет сложный, интегральный характер её связи с содержанием гидrometeorов в воздухе и их распределением по размерам. В частности, известно, что отражаемость твёрдых водных частиц (снежной крупы и снега) сильно зависит от их размера [104], зависимость близка к степенной с показателем 6. По этой причине малые ошибки в промоделированных свойствах снежных частиц могут привести к существенной ошибке в промоделированной отражаемости. Поэтому в настоящей работе отдельные усилия были направлены на сравнение микрoфизических схем, основанных на разных моделях описания водных частиц,

При обработке данных метеорадара, наоборот, на основе измеренной отражаемости рассчитывается и пространственное распределение облачных частиц, и их распределение по размерам, что возможно только с использованием сторонних предположений, создающих дополнительную погрешность. Другими словами, радиолокационная отражаемость (и максимальная по столбу воздуха, и соответствующая определённой высоте) является интегральной характеристикой распределения водных частиц в воздухе, а потому сравнение данных метеорадара с результатами моделирования даёт косвенную информацию о корректности выполненного моделирования, при этом точное совпадение результатов моделирования и измерений не является ни необходимым, ни достаточным условием достоверности моделирования. Обсуждённые особенности радарных данных и моделирования показывают, что наилучшие результаты в исследовании конвективных явлений могут быть получены при совместном использовании обоих источников информации.

Процесс верификации на основе данных метеорадара подробно описан в главе “Структура облаков, создающих электронные лавины” на примере конвективного события, наблюдавшегося на Станции Арагац 11 июня 2016 года.

### **2.7.2 Зависимость от старта расчёта**

Чувствительность моделирования к начальным условиям приводит к решающему влиянию состояния атмосферы в первые часы выбранного временного интервала на достоверность моделирования. Для определения требований к метеоусловиям перед конвективным событием, предъявляемым для корректного описания события, было проведено исследование зависимости результатов моделирования от выбора момента инициализации модели. Для определения степени корректности моделирования проведено сравнение измеренной и промоделированной динамики температуры (на высоте 2 м над земной поверхностью) и давления (на высоте 10 м над земной поверхностью).

Событие TGE обусловлено прохождением над Станцией облака, что, как правило, приводит к уменьшению приземной температуры (отображено на кривой

зарегистрированной динамики температуры, Рис. 16). Для исследованных событий динамика температуры как правило оказывается более информативна для верификации, чем динамика давления. Далее описан выбор оптимального момента начала моделируемого интервала времени на примере события 30 мая 2018 года.

Событие TGE, наблюдавшееся на Станции Арагац около 01:26 UT 30 мая 2018 года, представляет особый интерес как одно из самых интенсивных в сезоне. Рис. 15 показывает зарегистрированную динамику приземных значений электрического поля и потока энергичных частиц в промежутке от 00:00 29 мая до 18:00 30 мая. Интервал 06:00–18:00 UT 30 мая 2018 года содержит два события TGE малой интенсивности: около 9:30 и около 14:00 UT. Наблюдавшееся в часы до первого TGE возмущение приземного электрического поля свидетельствует о том, что TGE предшествовала череда конвективных явлений, что сильно уменьшает вероятность достоверного моделирования события. А именно, предыдущее существенное возмущение приземного поля (сопровождается небольшим возмущением потока частиц) наблюдалось около 23:00 UT 29 мая (а перед ним: 18:00–21:00, 14:00–16:00 29 мая). Таким образом, невозможно выбрать момент начала симуляции так, чтобы хотя бы 4 часа после него были лишены существенных возмущений приземного поля, и от старта до TGE было не более 10 часов. Остаётся открытым вопрос о возможностях моделирования при нарушении одного из этих условий, а также вопрос приоритета двух требований.



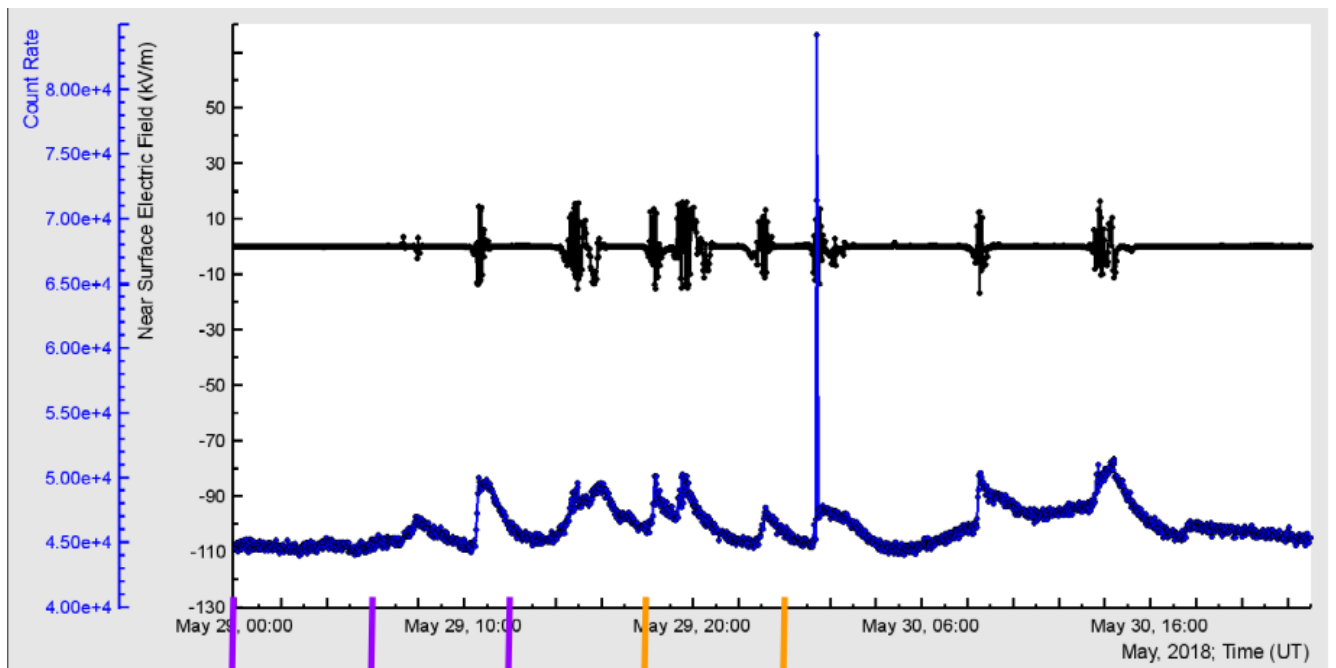


Рис. 15: Динамика приземных значений напряжённости электрического поля (чёрная кривая; положительным считается поле, направленное вниз) и скорости счёта частиц по данным с детектора NaI(Tl) (синяя кривая). Линии на оси времени отмечают моменты, которые могут быть выбранными в качестве моментов инициализации модели. Моделирование для первых трёх вариантов момента начала становится малодостоверным до 00:00 UT 30 мая 2018 года.

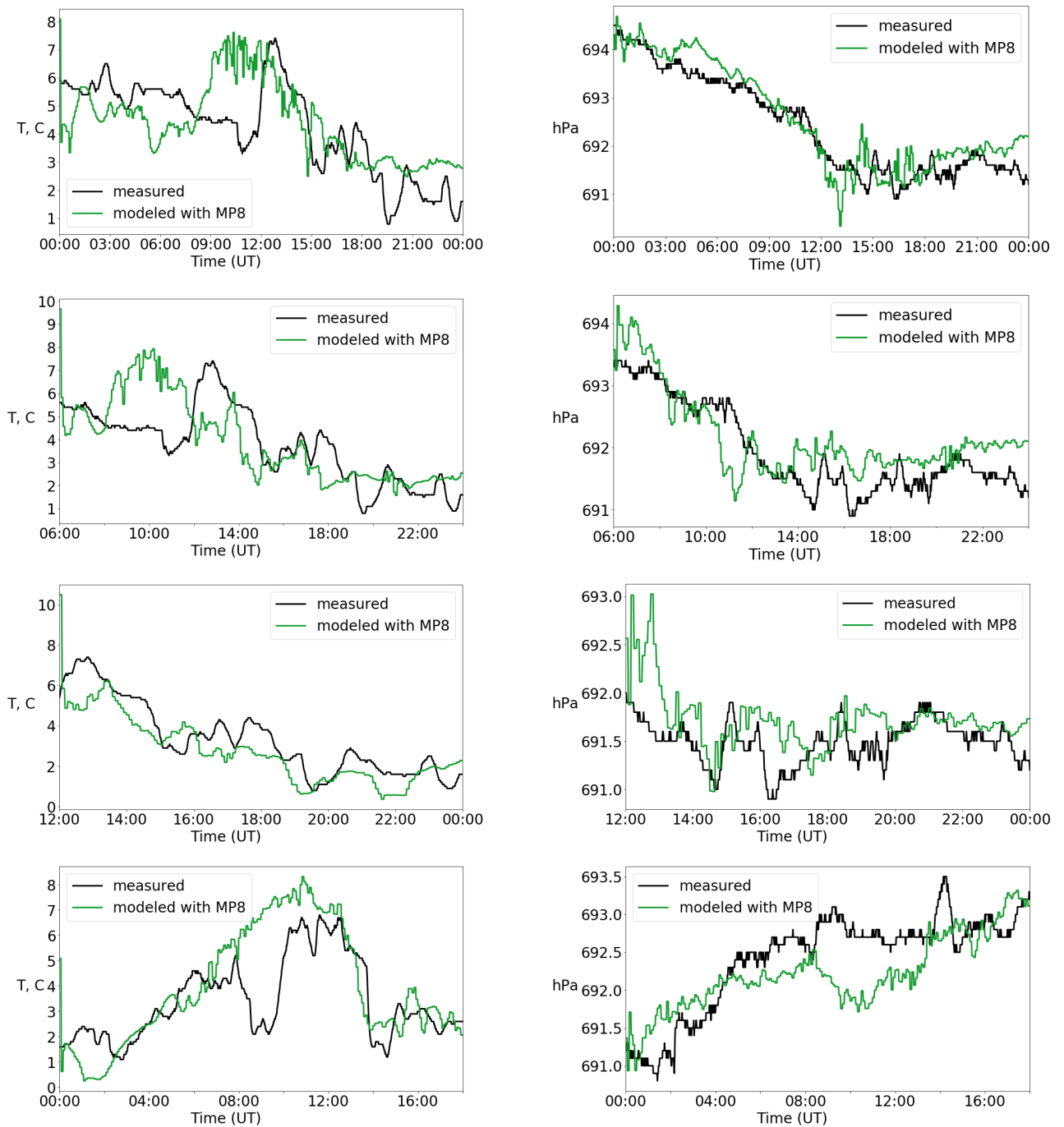


Рис. 16: Динамика измеренных (чёрные кривые) и промоделированных с применением микрофизической схемы Thompson-2008 (зелёные кривые) значений приземной температуры и давления, при старте симуляции в 00:00 UT, 00:06 UT, 00:12 UT 29 мая 2018 года и 00:00 UT 30 мая 2018 года.

На Рис. 16 представлены результаты моделирования приземных значений температуры и давления, сопоставленные с результатами измерений, строки соответствуют вариантам начала промежутка моделирования: 00:00 UT, 00:06 UT, 00:12 UT 29 мая и 00:00 UT 30 мая. Примечательно, что результаты всех про-

ведённых расчётов показывают стремительное изменение промоделированного значения приземной температуры в первые минуты моделирования, что свидетельствует о систематической ошибке задания начальных условий и позволяет оценить скорость прихода этого значения “в соответствие с моделью”. При начале моделирования в 00:00 UT 29 мая промоделированная динамика температуры во время TGE (9:00–10:00 UT) демонстрирует наибольшее отклонение от наблюдаемой. Минимум температуры по результатам моделирования располагается около 6:00 UT и имеет форму, близкую к минимуму наблюдавшейся динамики температуры (около 10:30 UT). Для начала в 00:00 UT можно было бы ожидать наибольшей достоверности, так как первые 10 часов моделируемого интервала свободны от конвективных явлений.

При начале в 00:06 UT промоделированная динамика “опережает” измеренную примерно на 3 часа, о чём удобно судить по максимуму температуры (приходится примерно на 10:00 вместо 12:30), аналогично для динамики давления (минимум около 11:00 вместо 14:00). При этом первые 4 часа интервала моделирования лишены конвективных явлений, что необходимо и не достаточно для успешной симуляции состояния атмосферы в последующий период.

При инициализации модели в 12:00 UT 29 мая поведение промоделированной температуры (как во время возмущений приземного поля: 14:00–16:00, 18:00–21:00, так и в интервале между возмущениями: 16:00–18:00) может быть описано, как “обратное” измеренному: минимум измеренной температуры достигается примерно одновременно с максимумом промоделированной температуры, а максимум измеренной — примерно одновременно с минимумом промоделированной. Приземное поле оказывается существенно возмущённым через 2 часа после инициализации модели, что соответствует конвективному явлению существенной интенсивности вскоре после старта моделирования и, скорее всего, неблагоприятно влияет на достоверность симуляции.

Временной отрезок достоверного моделирования при инициализации в 00:00 UT 30 мая 2018 года содержит два слабых TGE: около 08:30 и 14:00 UT. Оба сопровождаются сильным уменьшением приповерхностной температуры (согласно результатам измерений, на 3–6°C), в симуляции воспроизведён только второй

минимум температуры, с погрешностью по времени менее пяти минут. Первые два часа симуляции демонстрируют изменения промоделированной и измеренной приземной температуры “в противофазе”, подобно наблюдавшемуся почти во всём временном интервале предыдущего случая моделирования. Разительное несоответствие моделирования результатам измерений для промежутка 08:00–11:00 UT (вмещающего TGE) может быть связан с относительно долгой “раскруткой” моделирования, что характерно для начального состояния с низкой влажностью. Данный выбор начала расчёта предполагался подходящим для моделирования, потому что первое конвективное событие на 8 часа отстоит от момента инициализации модели.

Таким образом, установлены следующие свойства результатов моделирования состояния атмосферы, включая влияние “раскрутки”:

- Верхняя и нижняя граница промоделированной динамики температуры отличается от соответствующей границы наблюдаемой температуры в интервале симуляции в основном не более чем на  $2.5^{\circ}\text{C}$ . Интервалы изменения измеренной и промоделированной температуры можно назвать примерно совпадающими, при том что характерная ширина интервала колебания температуры составляет около  $6\text{--}8^{\circ}\text{C}$ .
- Первые часы моделируемого интервала (6–8 часов) характеризуются “противофазным” поведением промоделированной температуры относительно измеренной. Дальнейшая динамика температуры может хорошо соответствовать измеренной, если на начальный интервал не приходится возмущений состояния атмосферы.
- За первые несколько шагов по времени промоделированное значение температуры уменьшается от значения, завышенного на  $2\text{--}6^{\circ}\text{C}$ , до соответствующего результатам измерений, что может быть связано с погрешностью задания начальных условий.
- Промоделированная динамика давления качественно соответствует поведению измеренного давления, что отчасти связано с отсутствием у изме-

ренной динамики давления ярко выраженных экстремумов, характерных для динамики температуры.

### **2.7.3 Описание микрофизических процессов с участием аэрозольных частиц**

Прямое воздействие аэрозольных частиц на процессы, происходящие в атмосфере, состоит в рассеянии и поглощении излучения, что приводит в частности к парниковому эффекту. Непрямое влияние аэрозольных частиц — их воздействие на микрофизические процессы. Основным механизмом влияния аэрозольных частиц на формирование строения и зарядовой структуры облака называется вторым непрямым аэрозольным эффектом (Second Indirect Effect) и состоит в следующем [105]. Аэрозольные частицы служат ядрами конденсации капель в облаке (cloud condensation nuclei, CCN) и центрами возникновения ледяных частиц. Поэтому аэрозольные частицы способствуют образованию большого количества маленьких капель и твёрдых водных частиц, уменьшая скорость возникновения больших капель и твёрдых гидрометеоров, замедляя в частности образование дождевых капель. Основная масса мелких облачных капель выносится конвективными потоками в область отрицательных температур (выше нулевой изотермы), где возникают твёрдые гидрометеоры, при взаимодействии которых друг с другом происходит разделение электрического заряда. Увеличение содержания аэрозолей в воздухе приводит к росту концентрации ледяных частиц, что над сушей обычно увеличивает интенсивность процессов разделения заряда в облаке [106].

Таким образом, основным механизмом влияния аэрозольных частиц на микрофизические процессы состоит в увеличении скорости образования мелких капель и мелких твёрдых водных частиц (льдинок). В условиях высокогорной Станции Арагац основная часть облака или всё облако полностью находится в области отрицательных температур, выше нулевой изотермы, где не могут оказывать большого влияния аэрозольные частицы, играющие роль центров конденсации капель. Концентрация аэрозольных частиц, служащих центрами

кристаллизации льда, в исследуемой области низка, как показано далее по интерполированным результатам измерений. По двум названным причинам следует ожидать, что аэрозольные частицы оказывают слабое влияние на формирование облаков в изучаемых условиях.

В настоящей работе с применением численного моделирования исследовано влияние процессов с участием аэрозольных частиц на развитие конвективных явлений в высокогорной местности Арагац. Для этого одно и то же конвективное явление промоделировано с применением трёх микрофизических схем: (1) микрофизическая параметризация Thompson-2008, не учитывающая содержание в воздухе аэрозольных частиц [100], (2) микрофизическая параметризация NSSL 2 moment с учётом однородного начального распределения аэрозольных частиц, служащих центрами конденсации ледяных облачных частиц [107], (3) микрофизическая параметризация Thompson Aerosol-Aware (Thompson-2014) с учётом неоднородного распределения аэрозольных частиц, служащих центрами возникновения ледяных и жидких облачных частиц [108].

### **Влияние однородной аэрозольной нагрузки на конвективные явления**

Для оценки влияния концентрации аэрозольных частиц на развитие конвективных явлений выполнено моделирование с помощью микрофизической параметризации NSSL, учитывающей процессы с участием аэрозолей, способных быть центрами конденсации водных капель (cloud condensation nuclei, CCN). Моделирование проведено для пяти различных значений начальной концентрации аэрозольных частиц:  $10^7$ ,  $10^8$ ,  $10^9$ ,  $10^{10}$ ,  $10^{11}$  м<sup>-3</sup>. Рассмотренный диапазон концентрации аэрозолей достаточно широк, чтобы заведомо содержать значения, характеризующие условия над Станцией Арагац. Результаты моделирования сопоставлены с результатами, полученными с использованием микрофизической параметризации Thompson-2008, не учитывающей процессы с участием аэрозольных частиц.

Моделирование состояния атмосферы над Станцией Арагац при различной концентрации аэрозольных частиц показало незначительные изменения концентрации частиц льда (то есть, мелких твёрдых гидрометеоров). Обнаруженное

влияние аэрозольных частиц не способно существенно повлиять на ход процессов формирования электрической структуры облака. Количество крупных твёрдых гидрометеоров (снег и снежная крупа) изменяется незначительно. Таким образом, в условиях местности Арагац содержание аэрозольных частиц в воздухе не приводит к существенным изменениям динамики плотности облачных частиц, поэтому воздействие аэрозолей может не учитываться при моделировании.

На Рис. 17 представлены результаты моделирования состояния атмосферы при различных значениях начальной концентрации аэрозольных частиц. Обнаружены следующие свойства динамики распределения гидрометеоров в зависимости от концентрации аэрозольных частиц:

- Плотность скопления частиц снежной крупы в среднем убывает с увеличением концентрации аэрозольных частиц. Убывание максимального значения концентрации (максимального в вертикальном сечении на временном промежутке 08:00–15:00 UT, содержащем явление TGE), не монотонно по концентрации аэрозольных частиц: плотность скопления частиц снежной крупы возрастает при переходе от  $10^8$  к  $10^9$   $\text{м}^{-3}$ . Немонотонность предположительно вызвана относительным горизонтальным смещением кластера снежной крупы при моделировании с разными значениями начальной концентрации аэрозольных частиц.
- Плотность скопления частиц снега (максимальная в вертикальном сечении и выбранном временном интервале) возрастает при увеличении концентрации аэрозольных частиц до  $10^9$   $\text{м}^{-3}$ , при дальнейшем увеличении количества аэрозолей вплоть до  $10^{11}$   $\text{м}^{-3}$  остаётся постоянной.
- Плотность скопления ледяных частиц (максимальная в вертикальном сечении и выбранном временном интервале) возрастает при увеличении концентрации аэрозольных частиц до  $10^9$   $\text{м}^{-3}$ , при дальнейшем увеличении количества аэрозолей немного снижается.

Установлены следующие свойства динамики распределения гидрометеоров

при моделировании с заданной начальной плотностью равномерно распределённых аэрозольных частиц по сравнению с динамикой, полученной в моделировании без учёта влияния аэрозольных частиц:

- Плотность скопления частиц снежной крупы, найденная без учёта влияния аэрозольных частиц, имеет значение, промежуточное между полученными для различных концентраций аэрозолей, и приблизительно совпадает с плотностью, найденной для средней части диапазона концентраций аэрозольных частиц ( $10^7$ ,  $10^8$ ,  $10^9$  м<sup>-3</sup>).
- Плотность скопления частиц снега, найденная без учёта аэрозольных частиц, имеет величину, промежуточную между полученными для концентрации аэрозольных частиц  $10^8$  и  $10^9$  м<sup>-3</sup>.
- Все рассмотренные значения начальной концентрации аэрозольных частиц приводят к плотности скопления ледяных частиц, большей, чем получена в моделировании без учёта влияния аэрозольных частиц.

На Рис. 17 представлена динамика плотности гидрометеоров по результатам моделирования WRF (сечение вертикальной плоскостью, проходящей через место наблюдения, для временного интервала 08:00–15:00 UT 11 июня 2016 года). Моделирование для каждого значения концентрации аэрозолей проиллюстрировано в отдельной строке, последняя строка соответствует моделированию без учёта аэрозолей.



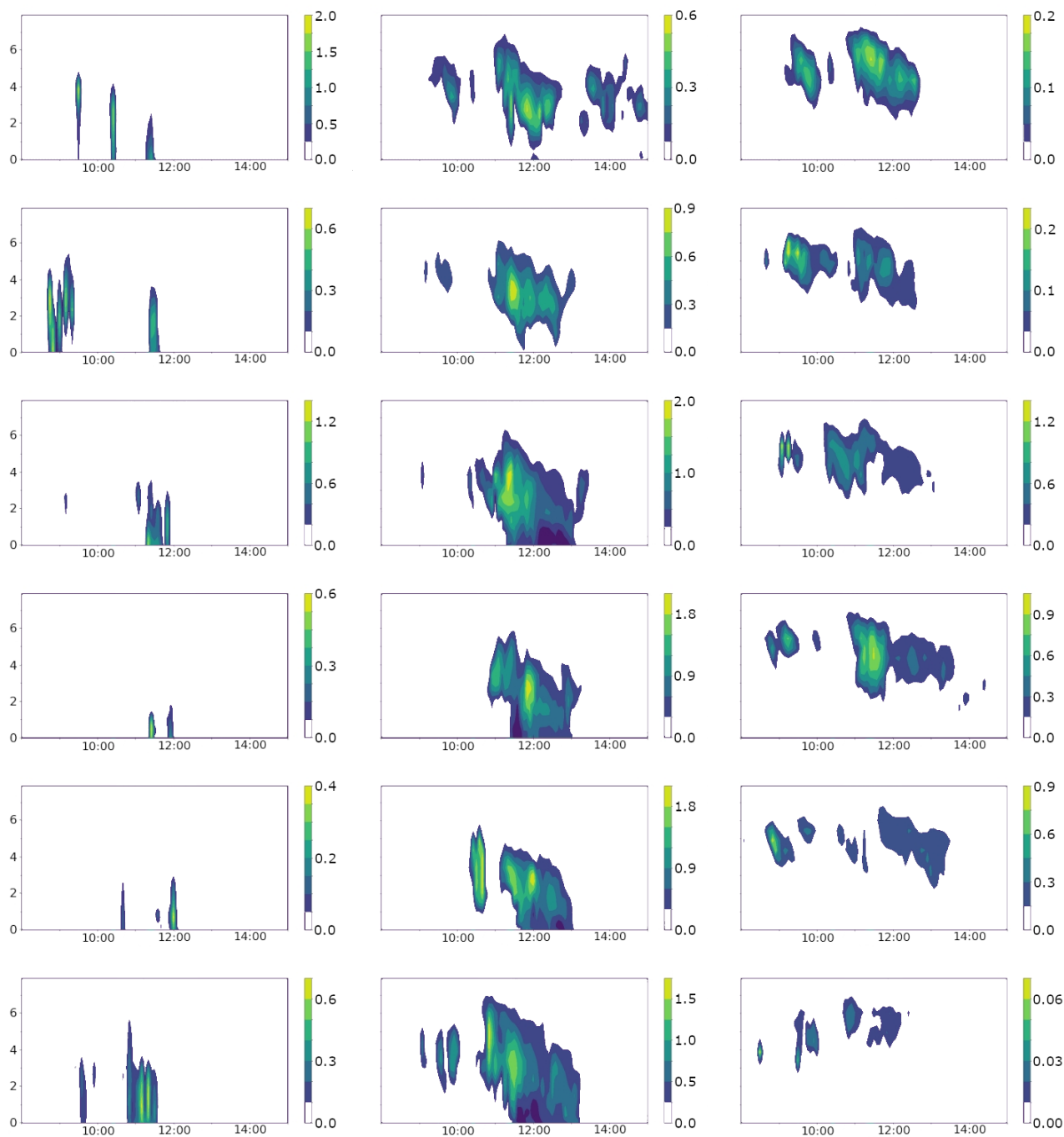


Рис. 17: Распределение массовой плотности гидрометеоров, 08:00–15:00 UT 11 июня 2016 года, результаты моделирования WRF с помощью микрофизической параметризации NSSL с начальным однородным распределением аэрозольных частиц. Три столбца рисунков показывают распределение плотности трёх типов гидрометеоров: снежная крупа, снег, лёд. Ряды рисунков соответствуют разным значениям концентрации аэрозольных частиц:  $10^7$ ,  $10^8$ ,  $10^9$ ,  $10^{10}$ ,  $10^{11}$   $\text{м}^{-3}$ , последний ряд соответствует отсутствию аэрозольных частиц.

Представленная на Рис. 18–19 промоделированная радиолокационная отражаемость (максимальная в вертикальном столбе) имеет схожее распределение и близкие значения для концентраций аэрозольных частиц  $10^7$ ,  $10^8$   $\text{м}^{-3}$ , резко возрастает при переходе от  $10^8$  к  $10^9$   $\text{м}^{-3}$ , несколько возрастает при переходе от  $10^9$  к  $10^{10}$   $\text{м}^{-3}$ , убывает при переходе от  $10^{10}$ ,  $10^{11}$   $\text{м}^{-3}$ . Распределение радиолокационной отражаемости, найденное без учёта влияния аэрозолей, наиболее сходно с распределением, полученным для концентрации аэрозолей  $10^{10}$   $\text{м}^{-3}$  (для этого значения получена максимальная радиолокационная отражаемость в исследованном диапазоне концентрации аэрозольных частиц). Концентрация аэрозольных частиц не обнаружила существенного влияния на степень соответствия промоделированной радиолокационной отражаемости результатам измерений.

На Рис. 28 представлена радиолокационная отражаемость (максимальная в вертикальном столбе), по результатам моделирования WRF с применением параметризации Thompson-2008 без учёта влияния аэрозольных частиц, а также — радарные данные для близких значений времени (в пределах 4 минут относительно промоделированного момента). Радар находится примерно в 20 км от Станции Арагац. Как видно из Рис. 18–28, применение параметризаций NSSL и Thompson-2008 без учёта аэрозольных частиц позволяет корректно воспроизвести конвективное событие. Предположение о наличии однородно распределённой концентрации аэрозолей не повышает точность моделирования при любом значении концентрации аэрозольных частиц в диапазоне от заведомо низких до заведомо высоких значений.

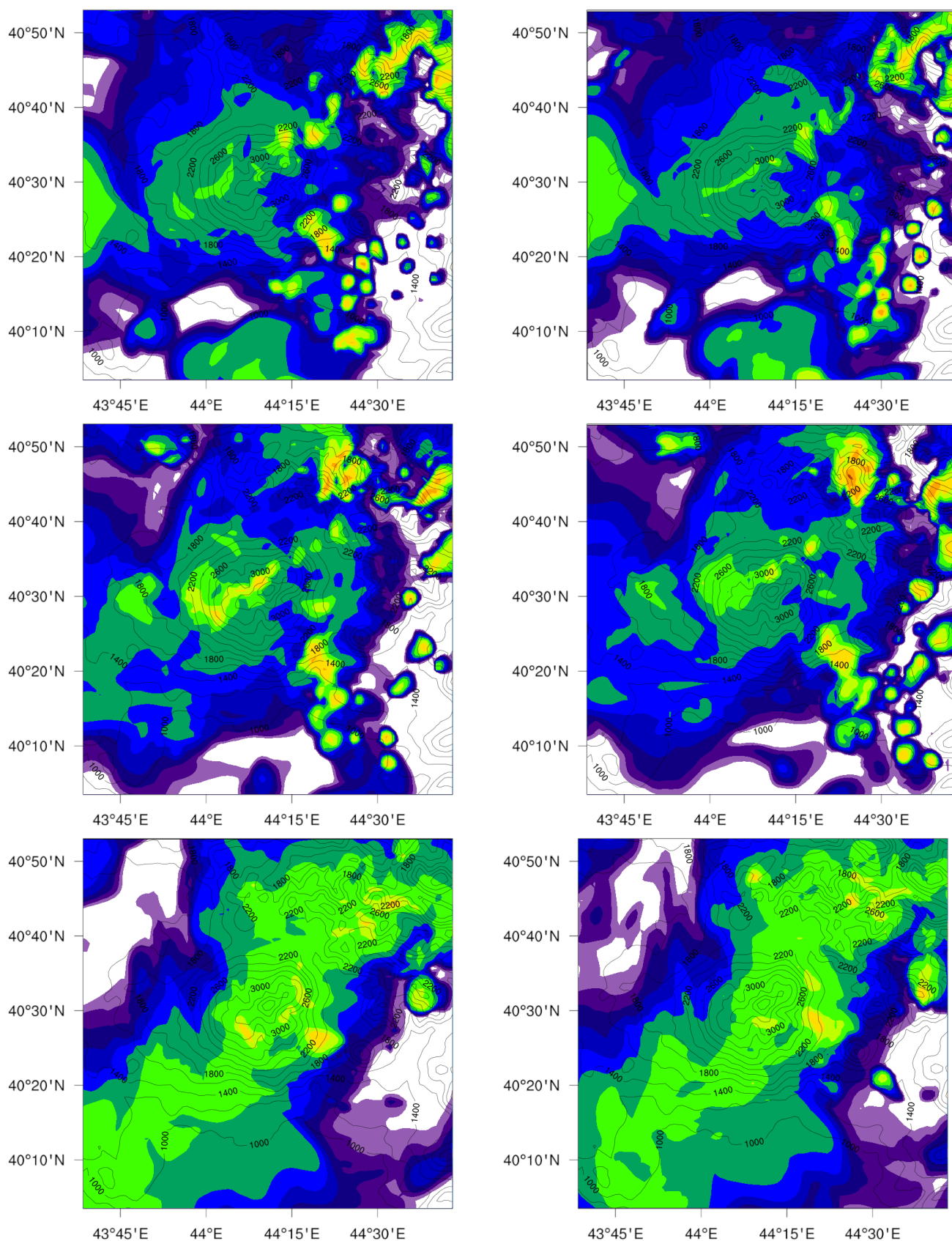


Рис. 18: Распределение максимальной радарной отражаемости, промоделированной с помощью WRF и микрофизической схемы NSSL. Строки соответствуют заданным значениям начальной однородно распределённой концентрации аэрозольных частиц:  $10^7$ ,  $10^8$ ,  $10^9 \text{ м}^{-3}$ . Столбцы — моменты времени: 11:40 и 11:50 UT 11 июня 2016 года.

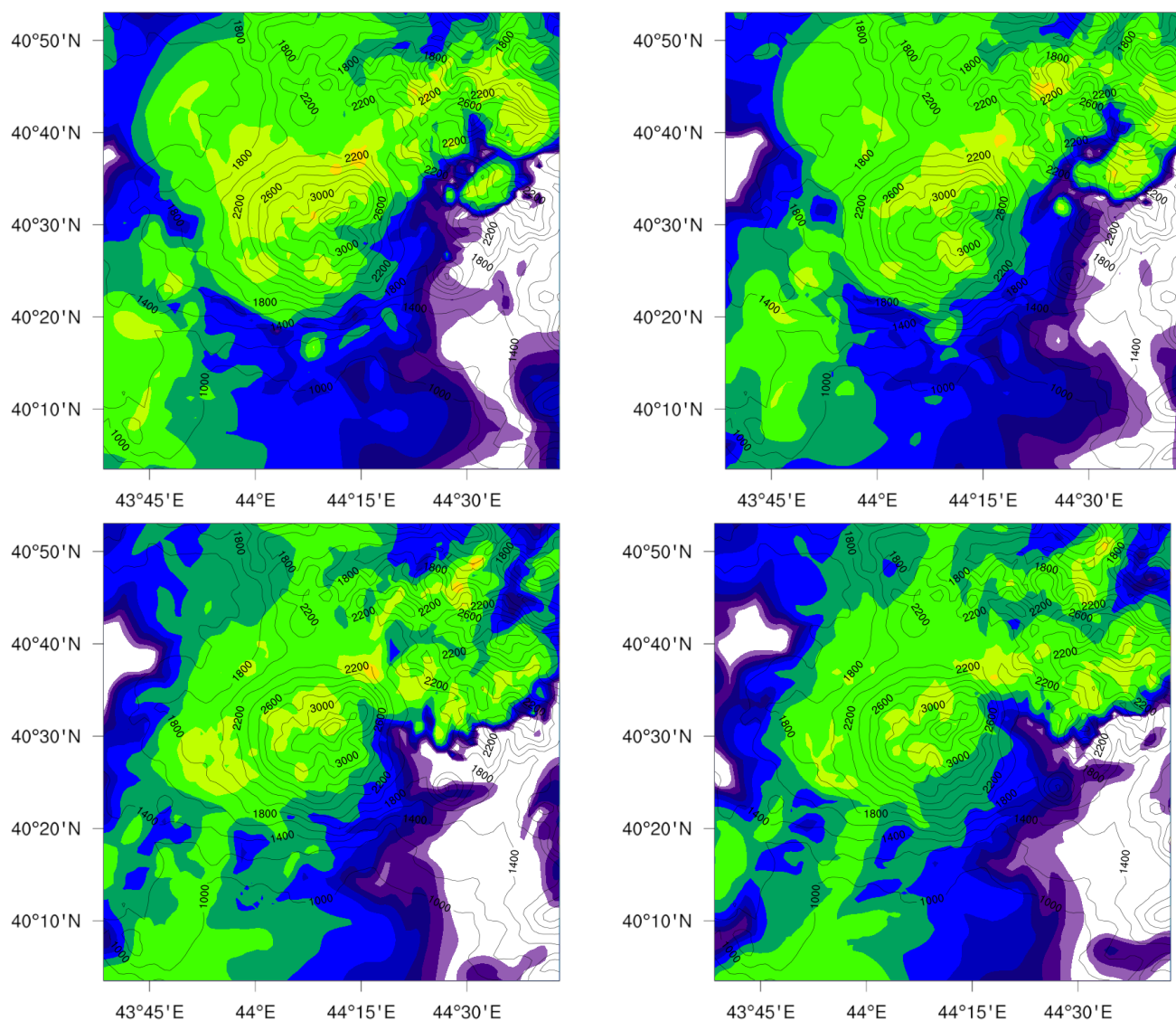


Рис. 19: Распределение максимальной радарной отражаемости, промоделированной с помощью WRF и микрофизической схемы NSSL. Строки соответствуют заданным значениям начальной однородно распределённой концентрации аэрозольных частиц:  $10^{10}$  и  $10^{11}$   $\text{м}^{-3}$ . Столбцы соответствуют моментам времени: 11:40 и 11:50 UT 11 июня 2016 года.

### **Влияние распределения аэрозолей на развитие конвективных явлений**

Для включения в рассмотрение реалистичного распределения аэрозольных частиц (способных быть центрами кристаллизации частиц льда и конденсации капель воды) выполнено моделирование с применением микрофизической схемы Thompson Aerosol-Aware (Thompson-2014), [108]. Начальное распределение концентрации аэрозольных частиц, заданное при моделировании, получено пу-

тём усреднения по промежутку в шесть лет (для 2001–2007 годов) результатов применения глобальной модели для описания состояния атмосферы в окрестности Станции Арагац в июне.

Рис. 20 изображает распределение концентрации аэрозольных частиц, способных быть центрами кристаллизации льда и конденсации воды (ice-friendly and water-friendly aerosols) в начальный момент моделирования на высоте 48 метров над поверхностью земли. Концентрация аэрозольных частиц в окрестности Станции Арагац мала относительно значений, средних для приповерхностного слоя атмосферы Земли, расширенный диапазон которых использовался для исследования влияния равномерно распределённой аэрозольной нагрузки с применением микрофизической схемы NSSL.

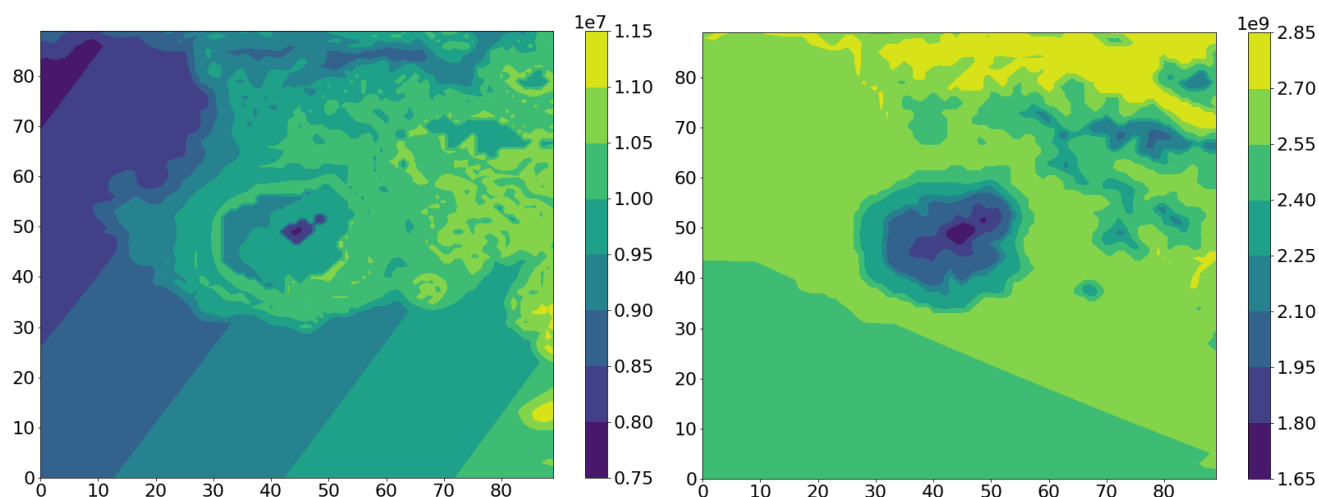


Рис. 20: Распределение в горизонтальной плоскости концентрации аэрозольных частиц, способных быть центрами кристаллизации льда (ice-friendly aerosols) и центрами конденсации воды (water-friendly aerosols),  $\text{м}^{-3}$ . По осям — координаты в километрах.

Моделирование с учётом реалистичного распределения аэрозольных частиц и без учёта содержания аэрозольных частиц в воздухе, демонстрируют отличия, сопоставимые с отличиями результатов каждого из способов моделирования с данными измерений. Таким образом, содержанием аэрозольных частиц в воздухе для исследования сопровождающих TGE конвективных явлений в Арагац допустимо пренебречь. Исследование влияния способа описания аэрозольных частиц на результат моделирования электрической структуры облака

приведено далее в разделе “Электрическая структура облака TGE 2016-06-11”. Низкая концентрация аэрозольных частиц в рассматриваемом регионе, а также низкое расположение нулевой изотермы приводят к слабому влиянию аэрозольных частиц на развитие конвективных явлений, что было обнаружено в исследовании путём численного моделирования с применением трёх различных микрофизических схем. В частности, показано, что применение параметризаций Thompson-2008 и Thompson Aerosol-Aware приводит к близким результатам для распределения водных частиц в облаке.

## 2.8 Основные результаты главы

- Описаны основные свойства явления TGE и его наблюдений, проводимых в разных географических регионах. Определены благоприятные для наблюдения условия, а также отличительные черты Станции Арагац и производимых на ней измерений.
- На основе базовых свойств явления TGE (длительность от долей секунды до десятков минут, энергия фотонов и электронов в диапазоне 100 кэВ–100 МэВ) сделан вывод о том, что детекторы NaI(Tl) и Stand-3 являются наиболее подходящими для изучения динамики приземного потока энергичных частиц. Основная часть отклика детектора NaI(Tl) обусловлена принимаемым гамма-излучением, при этом для фотонов и электронов с энергией более 10 МэВ вероятность регистрации превышает 50%. Детектор Stand-3 на основе пластикового сцинтиллятора имеет нижний энергетический порог регистрации гамма-квантов 3 МэВ, потому не чувствителен к излучению продуктов распада радона и является основным инструментом исследования излучения TGE.
- С помощью моделирования GEANT4 исследовано влияние алюминиевого покрытия детектора на основе NaI(Tl) на его отклик. Получена оценка вклада электронов, достигающих корпуса прибора, в результирующий отклик детектора. Показано, что наличие покрытия у детектора увеличивает

количество поглощённых веществом NaI(Tl) фотонов и уменьшает количество поглощённых электронов.

- Найдены источники информации, пригодные для верификации моделирования с помощью WRF конвективных явлений, сопровождаемых TGE: результаты производимых на Станции Арагац измерений приземных значений температуры, давления, напряжённости электрического поля; данные метеорадара, расположенного в 20 км от Станции Арагац; снимки в оптическом и ИК-диапазоне, сделанные оборудованием спутников Meteosat.
- Определены параметры моделирования WRF, обеспечивающие наиболее достоверное воспроизведение создающих TGE конвективных явлений: время начала расчёта (6–8 часов до события TGE), схемы параметризации микрофизических процессов Thompson-2008, WSM6.
- Исследовано влияние способа описания процессов с участием аэрозольных частиц на результат моделирования. Показано, что в высокогорных условиях влияние аэрозольных частиц на формирование облачности мало. Наибольшее влияние аэрозольные частицы оказывают на плотность скоплений частиц снега и снежной крупы. Показано, что учёт распределения аэрозольных частиц не является необходимым для моделирования создающих TGE облаков в регионе Арагац.

Материал, изложенный в главе, опубликован в работах [12; 17].

### **3 Структура облаков, создающих электронные лавины**

Эта глава посвящена строению, составу и электрическим свойствам облаков, создающих TGE. Цель исследования — определение физических свойств облаков, наиболее существенных для размножения энергичных частиц, ведущего к TGE. Поиск параметров, обеспечивающих возможность увеличения потока энергичных частиц, основан на рассмотрении событий TGE с наиболее сильным превышением фонового значения приземного потока энергичных частиц. Путём численного моделирования определены метеорологические свойства создающих TGE облаков. Предложена методика оценки распределения заряда в облаке на основе приземных измерений напряжённости электрического поля. Процесс оценки метеорологических свойств и зарядовой структуры облаков с применением моделирования WRF и оригинальной методики описан и обсуждён на примере двух событий TGE. Найдены сезонные отличия свойств создающих TGE облаков. Обсуждена возможность оценки электрической структуры облака по результатам измерения потока мюонов. В последней части главы приводится обзор результатов исследований строения облаков, создающих гамма-вспышки земного происхождения (TGF), а также сравнение метеохарактеристик облаков при TGE и TGF.

#### **3.1 Результаты моделирования состояния атмосферы для события 2016-06-11**

Событие TGE, наблюдавшееся на Станции Арагац 11 июня 2016 года, одно из наиболее интенсивных в сезоне, характеризуется динамикой приземной напряжённости электрического поля и потока гамма-излучения, представленной на Рис. 21.



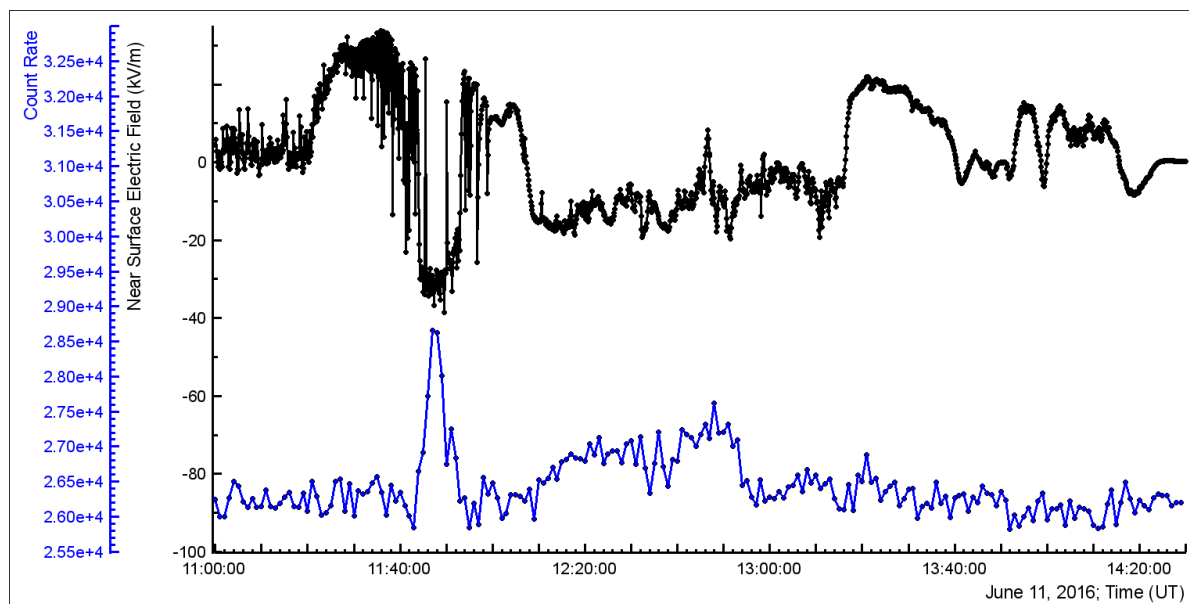


Рис. 21: Динамика приземного электрического поля (чёрная кривая, по данным МАКЕТ, измерения с шагом 1 с) и потока гамма-излучения (синяя кривая, по данным с детектора Stand-3, шаг 1 мин) для события TGE 11 июня 2016 года. Положительной выбрана вертикальная проекция электрического поля, направленного вниз. Результаты измерений взяты из открытого архива [33].

С использованием WRF промоделировано пространственное распределение водных частиц (гидрометеоров) и водяного пара в составе создавшего TGE облака. Определения типов гидрометеоров, принятые в выполненном моделировании, описаны в разделе “Применение модели WRF для исследования облачности в регионе Арагац”. Рис. 22 показывает динамику плотности гидрометеоров над местом наблюдения во время возмущения приземных значений напряжённости электрического поля и потока энергичных частиц: 09:00–14:00 UT, 11 июня 2016 года. Можно видеть, что во время основного возмущения приземного электрического поля (11:00–12:00 UT) над Станцией находились наиболее плотные скопления частиц снежной крупы и снега, выше 3 км — скопление частиц льда. Пространственное распределение водных частиц над Станцией изображено на Рис. 23. Описанное далее восстановление электрической структуры облака свидетельствует о том, что измеренное на земной поверхности электрическое поле создано в основном зарядом частиц снега и снежной крупы. Пренебрежимо малым найдено, в частности, влияние на приземное электрическое поле заряда

ледяных частиц, кластер которых имеет относительно малую плотность и расположен дальше от земли, чем скопления снежной крупы и снега.

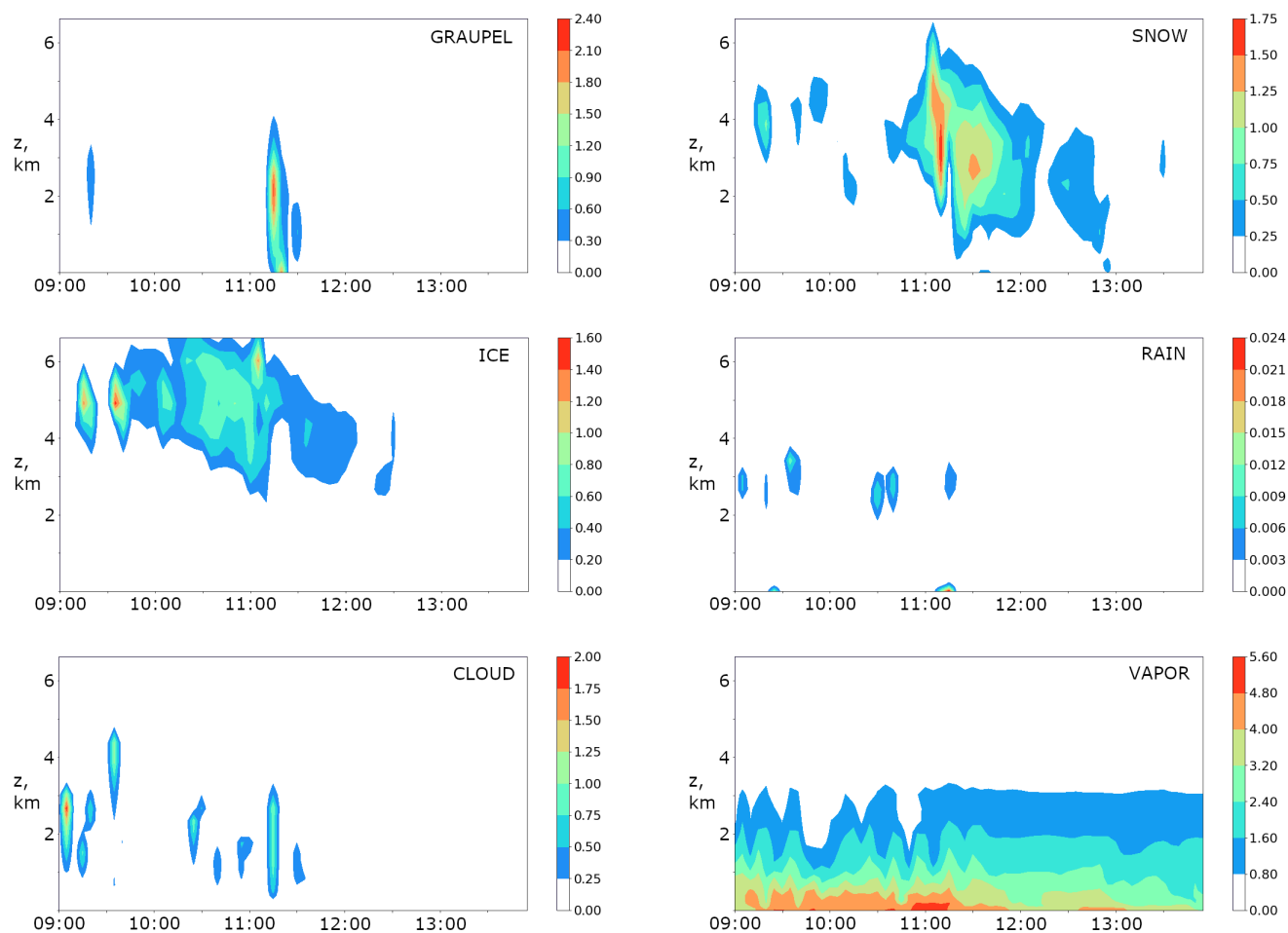


Рис. 22: Динамика распределения плотности водных частиц (снежной крупы, снега, дождевых капель, частиц льда, мелких капель, пара) над Станцией, 09:00–14:00 UT 11 июня 2016 года. Цветовая шкала отображает значения плотности ( $\text{г}/\text{м}^3$ ).

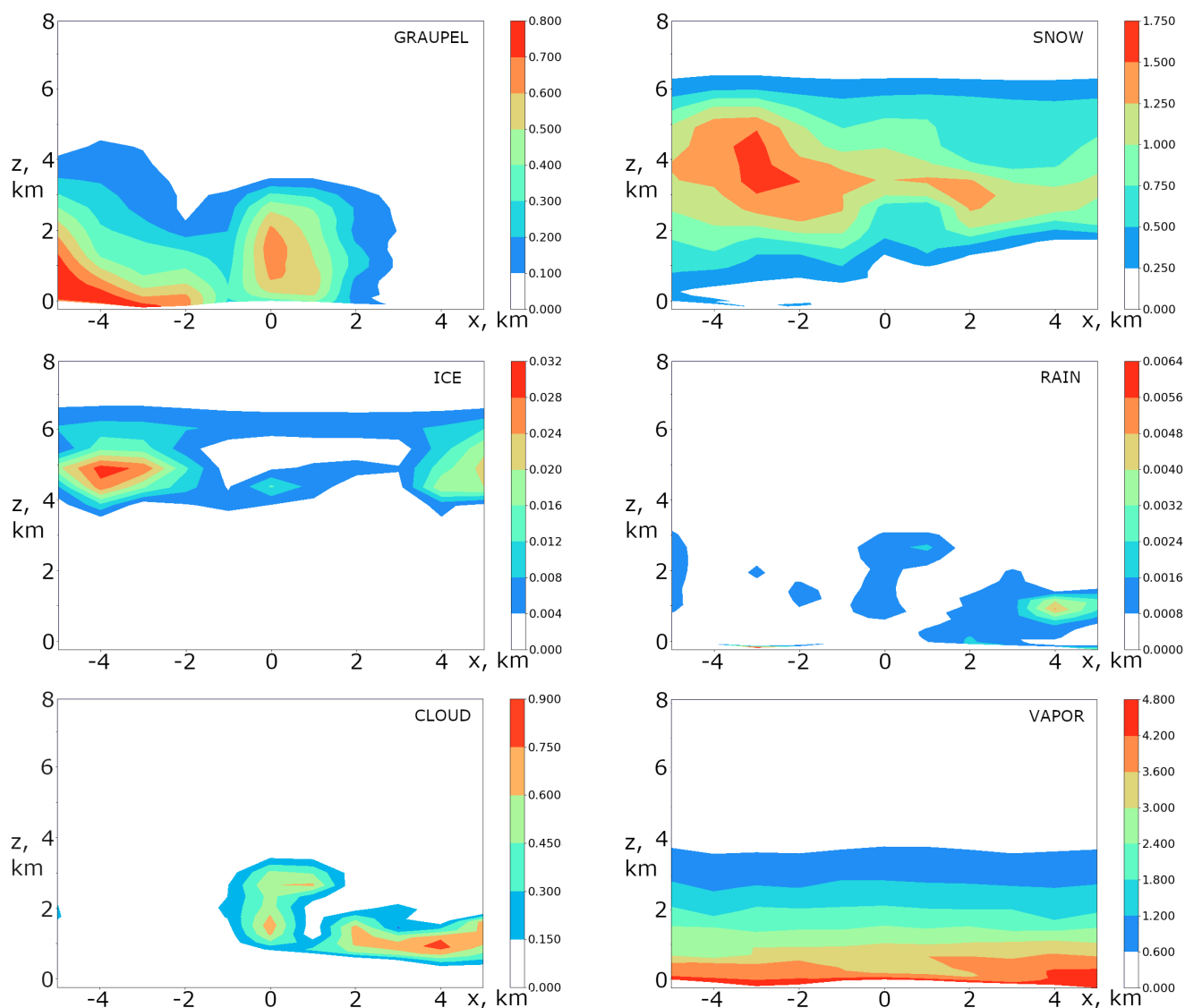


Рис. 23: Распределение плотности водных частиц (снежной крупы, снега, дождевых капель, частиц льда, мелких капель, пара) в облаке, создавшем TGE, 11:20 UT 11 июня 2016 года, в сечении вертикальной плоскостью, ориентированной с запада на восток. Расположение Станции Арагац соответствует нулевым значениям обеих координат. Цветовая шкала отображает значения плотности ( $\text{г/м}^3$ ).

## **Конденсация в восходящих воздушных потоках**

Результаты моделирования наглядно иллюстрируют процесс конденсации пара в мелкие капли (фракция CLOUD) при охлаждении поднимающихся воздушных масс. В окрестностях Станции Арагац преобладающим является юго-западный ветер, Рис. 24 и Рис. 25 представляют промоделированное распределение скорости ветра в горизонтальной плоскости и в вертикальной плоскости, ориентированной с запада на восток.

К северо-востоку от вершины горы облачная структура опускается, и нагрев приводит к превращению облачной влаги в пар, Рис. 26. Результаты моделирования WRF показывают, что распределение плотности скоплений мелких капель и вертикальной компоненты скорости ветра в вертикальной плоскости, проходящей через место наблюдения, имеют максимумы примерно в одних и тех же областях. То есть, наиболее плотные скопления мелких водных капель (частицы которой имеют размер в основном менее 500 мкм) образуются в частях облака с наиболее интенсивными восходящими потоками воздуха.

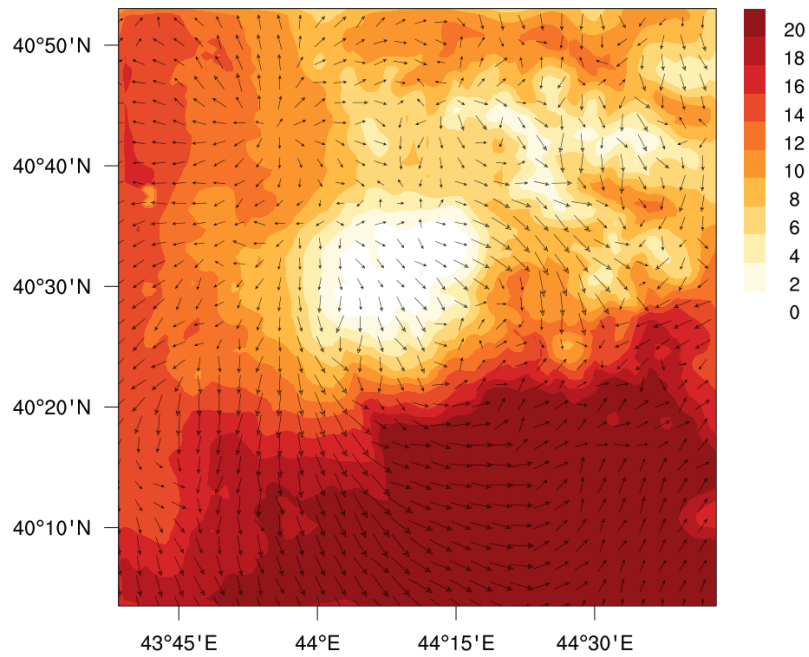


Рис. 24: Распределение скорости ветра в горизонтальной плоскости в 11:20 UT 11 июня 2016 года, по результатам моделирования с помощью WRF.

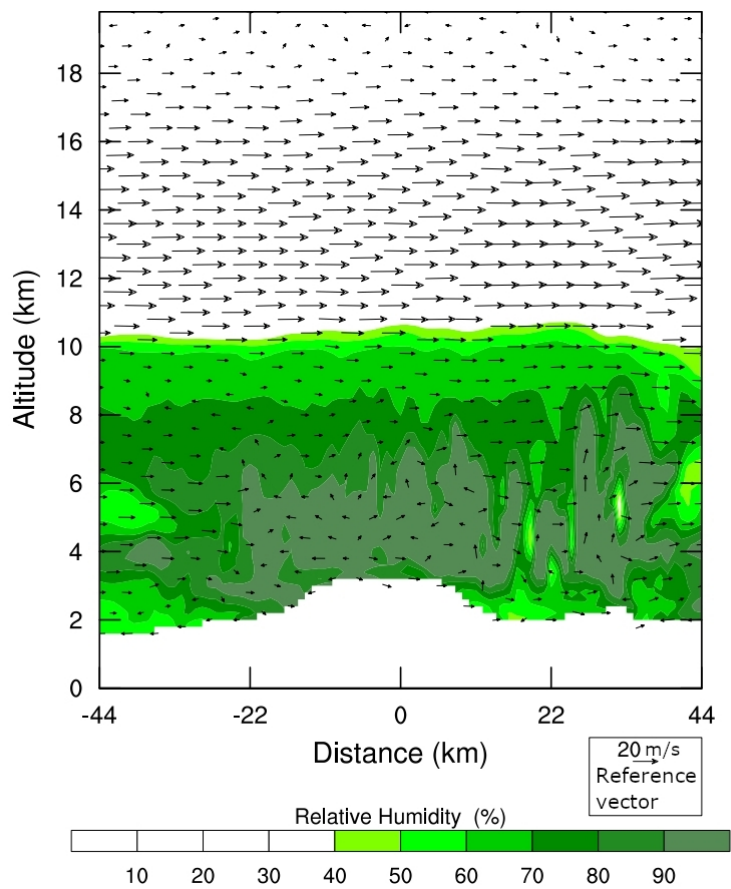


Рис. 25: Распределение скорости ветра в вертикальной плоскости в 11:20 UT 11 июня 2016 года, по результатам моделирования с помощью WRF.

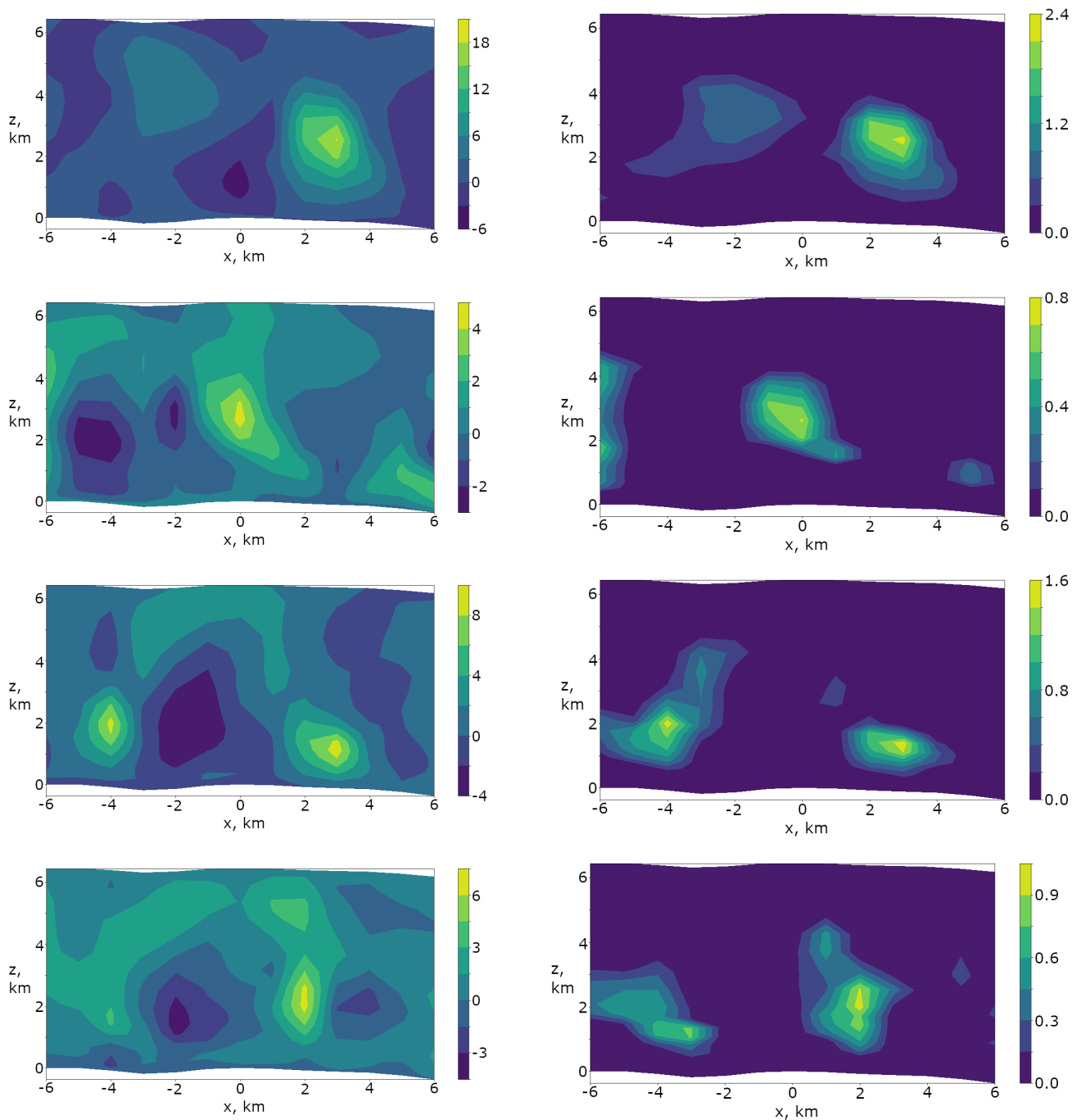


Рис. 26: Распределение вертикальной компоненты скорости ветра (м/с, левый столбец) и плотности скоплений мелких капель ( $\text{г}/\text{м}^3$ , правый столбец) в вертикальной плоскости (запад-восток). Результат моделирования с помощью WRF для 11 июня 2016 года, моменты времени, соответствующие нахождению над Станцией наиболее плотных частей облака: 09:00, 10:05, 11:00, 11:10 UT. Расположение Станции соответствует нулевому значению горизонтальной координаты. Преобладающий юго-западный ветер соответствует движению воздушных масс в положительном направлении горизонтальной оси, ориентированной с запада на восток.

## Верификация результатов моделирования

1. Сопоставление промоделированной и измеренной динамики приземных значений температуры (на высоте 2 м над поверхностью земли) и давления (на высоте 10 м над поверхностью земли), Рис. 27 свидетельствует о качественном и количественном согласии для обеих величин на временном промежутке 08:00–18:00 UT, содержащем все стадии конвективного явления.
2. Сравнение промоделированных значений высоты и температуры верхней кромки облака с оценками, основанными на данных спутниковых наблюдений в ИК- и оптическом диапазоне [81].
3. Сравнение результатов измерения радиолокационной отражаемости с её промоделированным значением позволяет показать корректность симуляции крупномасштабной структуры конвективного явления (Рис. 28, радар находится примерно в 20 км от Станции Арагац).
4. Сравнение измеренной динамики приповерхностной напряжённости электрического поля и промоделированной динамики приповерхностной напряжённости электрического поля для отдельных видов гидрометеоров свидетельствует о корректном воспроизведении крупномасштабной структуры облака. Поскольку моделирование состояния атмосферы выполняется без использования сведений о распределении заряда, восстановление динамики приземной напряжённости электрического поля является отдельным свидетельством корректности моделирования. Нахождение корреляции измеренной динамики электрического поля и динамики поля, созданного отдельным видом гидрометеоров, позволяет сделать вывод о роли облачных частиц данного вида в электрической структуре облака. Разработанная методика моделирования приземного электрического поля и результаты её применения для данного события представлены в разделе “Электрическая структура облака TGE 2016-06-11”.

Соответствие результатов моделирования измеренной динамике значений физических величин у земной поверхности и на верхней кромке облака является необходимым условием для того, чтобы признать моделирование корректным. Это же условие следует считать и достаточным, потому, что в основу модели WRF положены физические закономерности развития конвективных явлений, а значит, совпадение значений проверяемых величин с измеренными при некорректном описании динамики объёма облака маловероятно.

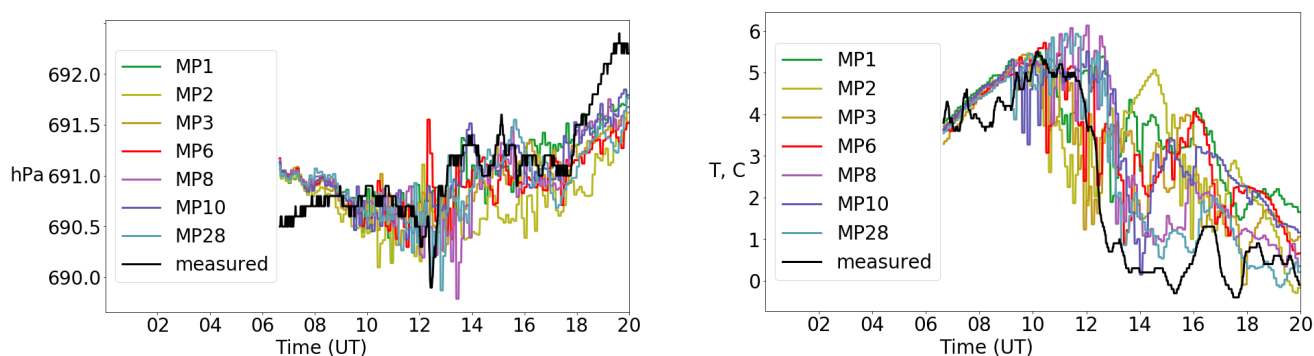


Рис. 27: Динамика приповерхностных значений температуры и давления во временном интервале 6:00–20:00 UT 11 июня 2016 года, по данным измерений (чёрная кривая) и по результатам моделирования с помощью WRF (цветные кривые получены с применением разных микрофизических схем).

О корректности выполненного в работе моделирования свидетельствует факт воспроизведения крупномасштабной структуры распределения отражаемости (на Рис. 28 изображено для квадрата  $45 \times 45$  км), её динамики во времени, а также качественное соответствие промоделированной и измеренной отражаемости в ближайшей окрестности (5-10 км) Станции Арагац (на Рис. 28 расположена в центре изображённой области).



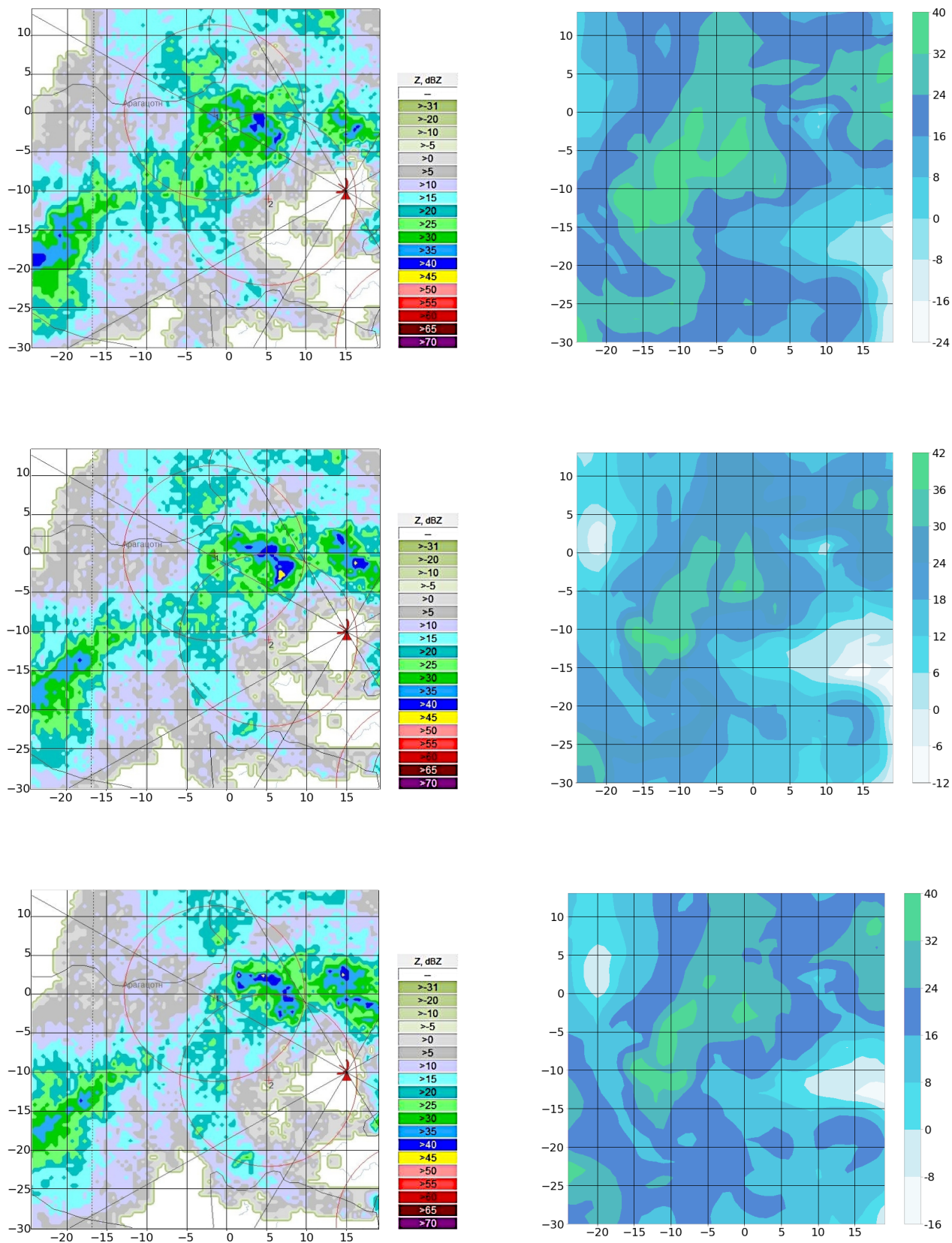


Рис. 28: Распределение радиолокационной отражаемости по данным метеорада-  
ра (левый столбец, 11:44, 11:48, 11:51 UT) и промоделированное (правый стол-  
бец, 11:40, 11:45, 11:50) 11 июня 2016 года. Станция находится в центре изобра-  
жённой области размером  $45 \times 45$  км. 73

Для количественной характеристики соответствия результатов моделирования радиолокационной отражаемости данным метеорадара создан и применён следующий метод. Диапазон значений максимальной в столбе воздуха радиолокационной отражаемости разбивается на равные промежутки (здесь — интервалы по 5 Дб). Для распределения отражаемости в горизонтальной плоскости определяется зависимость “отражаемость–площадь”, то есть — зависимость площади области со значением отражаемости в выбранном интервале от среднего значения отражаемости в этом интервале. Графики “отражаемость–площадь” для семи микрофизических схем в сравнении с результатами измерения приведены на Рис. 29.

При сравнении результатов моделирования и измерения отражаемости ключевую роль играет соответствие площадей областей с различными значениями отражаемости, форма этих областей второстепенна. Кроме того, и радар, и моделирование могут быть подвержены систематическим ошибкам, которые могут быть установлены только относительно друг друга, поэтому абсолютное значение отражаемости не так важно, как её значение относительно среднего или минимального для выбранного конвективного события и данного источника информации (моделирование или радарные измерения). Одно из ключевых свойств конвективной структуры — разность максимального и минимального (по её площади) значений отражаемости. Абсолютные величины этих значений менее важны, в частности потому что и их измерение, и моделирование подвержены систематическим, однородным по площади искажениям. Таким образом, признак точности воспроизведения конвективного явления в моделировании — соответствие формы кривой “отражаемость–площадь”, полученной при анализе результатов наблюдений и моделирования, при этом расположение кривой вдоль оси отражаемости менее информативно. На Рис. 29 кривые для результатов моделирования с применением схем МР3, МР6, МР8, МР10, МР28 имеют максимумы правее, чем кривая измерений, то есть, эти параметризации склонны завышать значение отражаемости. Две оставшихся схемы — МР1 и МР2 — напротив, занижают отражаемость.

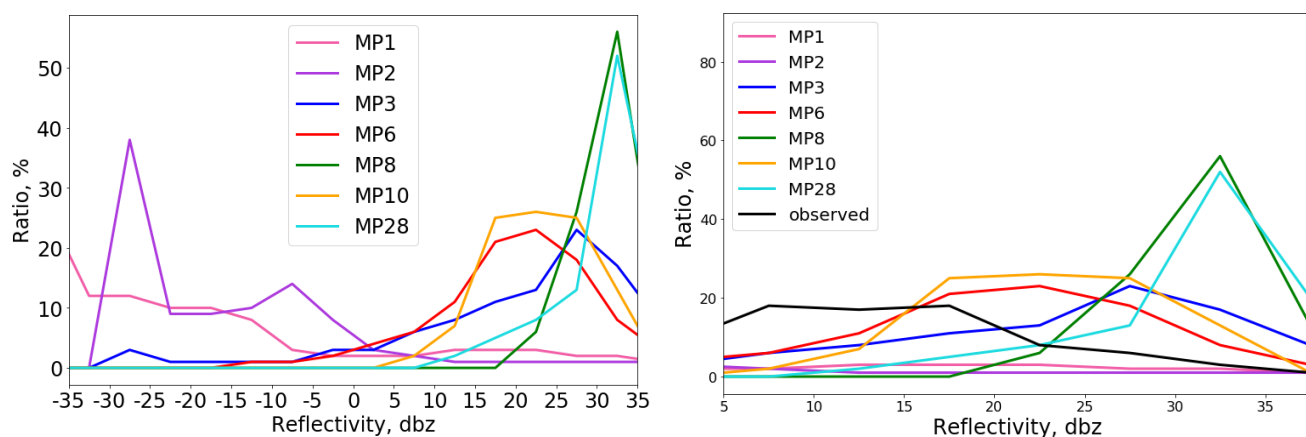


Рис. 29: Зависимость “отражаемость–площадь” по результатам моделирования, полученным с применением семи микрофизических схем (цветные кривые) и по данным метеорадара (чёрная кривая), для 10:40 UT 11 июня 2016 года. Справа детально показан вид кривых “отражаемость–площадь” для значений отражаемости более 5 дБ.

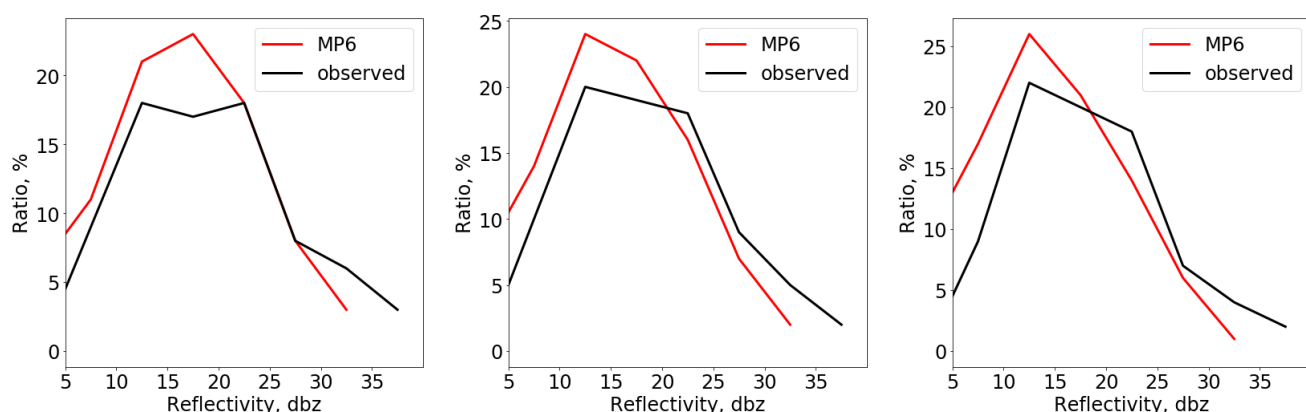


Рис. 30: Зависимость “отражаемость–площадь”: распределение относительных площадей, соответствующих различным значениям радиолокационной отражаемости, максимальной в вертикальном столбе, для моментов времени 10:40, 10:45, 10:55 UT 11 июня 2016 года. Красные кривые — результат моделирования WRF с использованием микрофизической схемы MP6, чёрные кривые — по данным метеорадара.

Предварительный вывод о пригодности каждой из параметризаций получается сравнением формы их кривых “отражаемость–площадь” с кривой для результатов измерений: форма наиболее близка для MP3, MP6 и MP10, менее близка для MP8 и MP28, существенно отличается для MP1 и MP2. По-

путно выяснено, что использование схем MP1 и MP2 даёт схожие результаты, также попарно схожи результаты применения MP8 (Thompson-2008) и MP28 (Thompson-2014, Thompson Aerosol-Aware), MP6 и MP10. Сходство зависимостей “отражаемость–площадь”, полученных с применением Thompson-2008 и Thompson Aerosol-Aware свидетельствует о малом влиянии учёта аэрозольных частиц на результаты моделирования.

Изменение достоверности моделирования во времени на примере моделирования с применением параметризации MP6 проиллюстрировано Рис. 30: среднее по отражаемости отклонение промоделированного от измеренного для зависимости “отражаемость–площадь” для моментов времени 11:40, 11:45 и 11:50 UT составляет соответственно 3.3%, 3.4% и 4.2%, что свидетельствует о достаточно высоком качестве моделирования на всём рассмотренном интервале времени.

Дополнительные критерии выбора микрофизической параметризации — возможность моделирования большого количества типов гидрометеоров (особенно твёрдых, что важно для описания процессов электризации), а также пригодность для расчётов на мелкой сетке горизонтальных координат. С учётом этих двух условий дальнейший анализ сфокусирован на применении микрофизической параметризации Thompson-2008.

Сравнение измеренной и промоделированной радиолокационной отражаемости показывает высокую степень соответствия, более высокие значения которой были бы неинформативны, по следующим причинам. Радарная отражаемость является интегральной характеристикой, лишь косвенно характеризующей виды и распределение частиц в объёме облака. Кроме того, радарные измерения неизбежно несут в себе искажения, невозпроизводимые при моделировании: картина измеренной радиолокационной отражаемости зависит от расположения радара, и погрешность полученных с его помощью данных возрастает при увеличении расстояния от радара. Следует также упомянуть, что степень соответствия измеренной и промоделированной отражаемости показывает корректность воспроизведения крупномасштабной структуры конвективного события. В ходе исследования промоделирована динамика возмущения электрического поля на временном масштабе 1 часа, что при характерной скорости ветра 5 м/с

соответствует перемещению облачности на расстояние около 15 км. Поэтому воспроизведения динамики конвективного явления на горизонтальном масштабе 10–15 км достаточно для решения поставленной задачи: для установления связи между “медленной” (масштаб десятков минут) компоненты возмущений электрического поля и распределением заряда в облаке, создающем эти возмущения.

### 3.2 Результаты моделирования состояния атмосферы для события 2017-06-21

TGE, зарегистрированное 21 июня 2017 года, продемонстрировало меньшую величину возмущения приземного потока гамма-излучения, чем предыдущее рассмотренное событие 11 июня 2016 года. Динамика приземной напряжённости электрического поля и скорости счёта гамма-излучения для события 21 июня 2017 года приведены на Рис. 31.

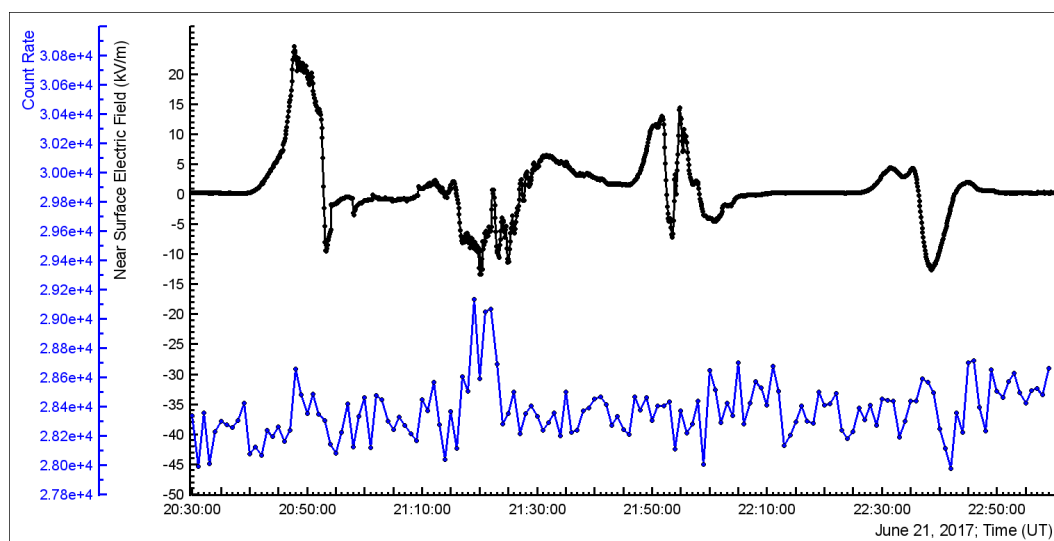


Рис. 31: Динамика приземного электрического поля (чёрная кривая, по данным МАКЕТ, измерения с шагом 1 с) и потока гамма-излучения (синяя кривая, по данным детектора Stand-3, измерения с шагом 1 мин) для события TGE 21 июня 2017 года. Положительной выбрана вертикальная проекция электрического поля, направленного вниз. Результаты измерений взяты из открытого архива [33].

На Рис. 32 представлена динамика плотности скоплений гидрометеоров каждого из шести рассматриваемых типов в зависимости от высоты над Станцией. Рис. 33 отображает пространственное распределение облачных частиц каждого типа в вертикальной плоскости, проходящей через Станцию в 21:10 UT 21 июня 2017 года.

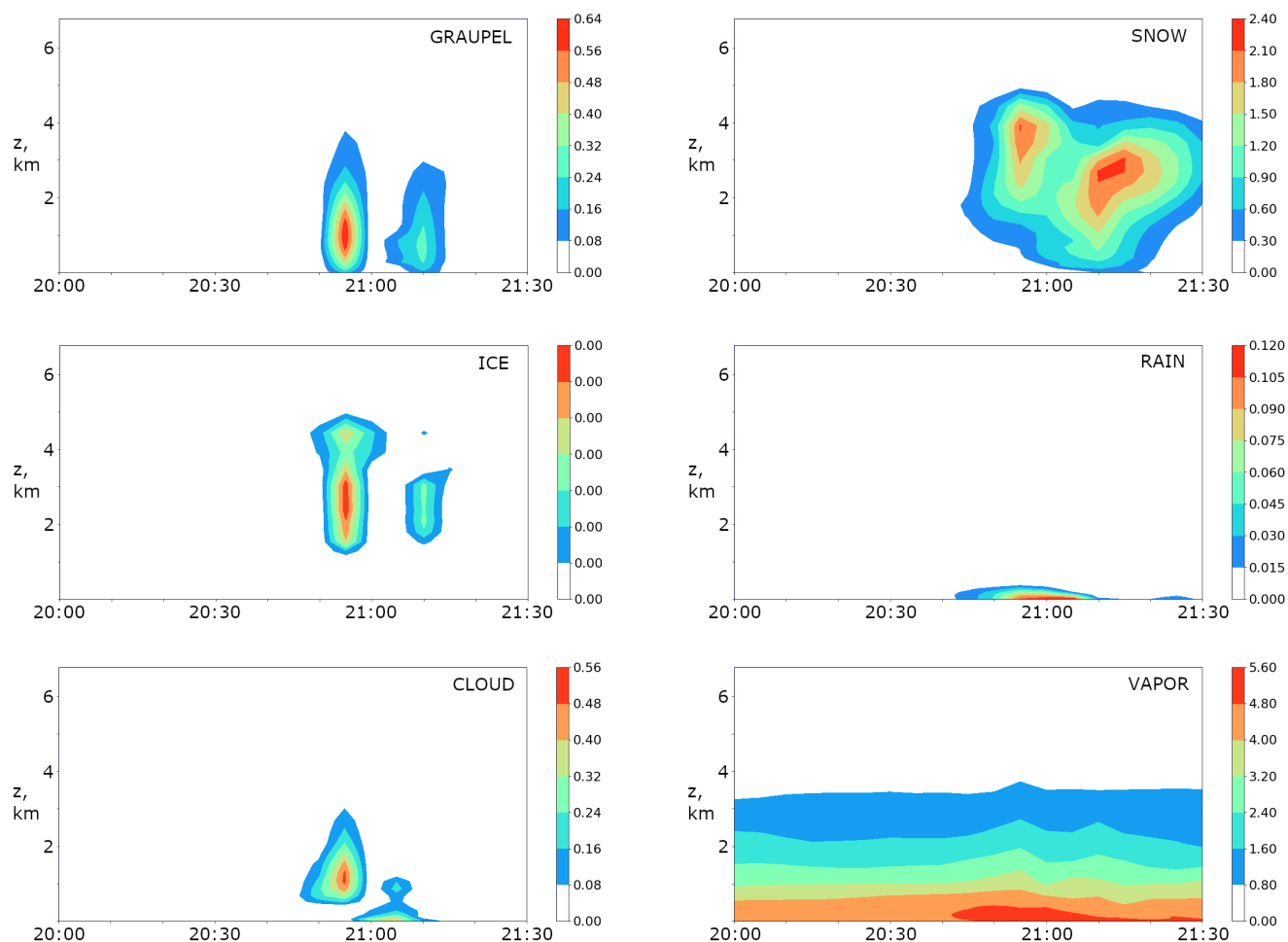


Рис. 32: Динамика распределения плотности водных частиц (снежной крупы, снега, дождевых капель, частиц льда, мелких капель, пара) над Станцией, 20:00–21:30 UT, 21 июня 2017 года. Цветовая шкала отображает значения плотности ( $\text{г/м}^3$ ).

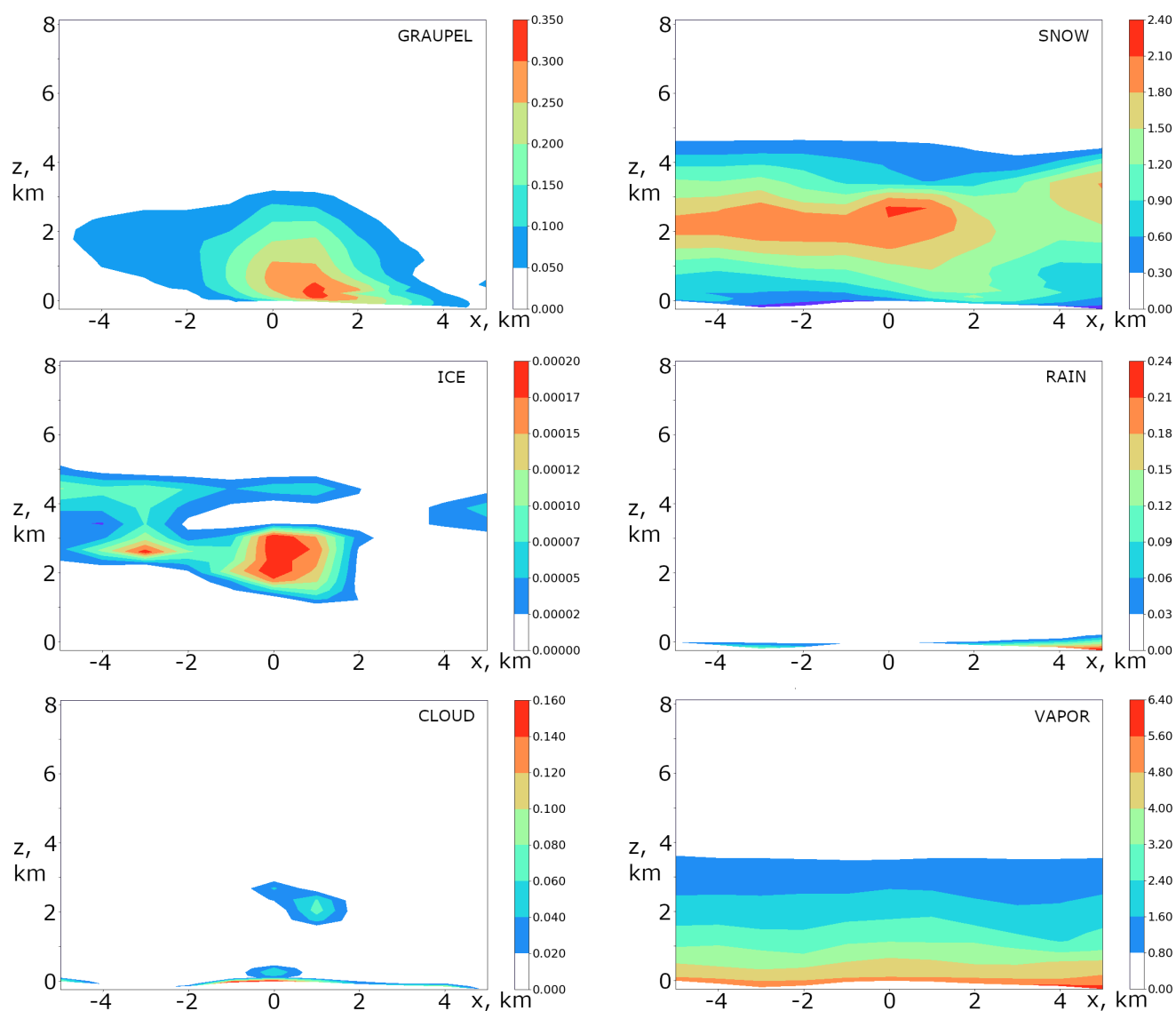


Рис. 33: Распределение плотности водных частиц (снежной крупы, снега, дождевых капель, частиц льда, мелких капель, пара) в облаке, создавшем TGE, 21:10 UT 21 июня 2017 года, в сечении вертикальной плоскостью, ориентированной с запада на восток. Расположение Станции Арагац соответствует нулевым значениям обеих координат. Цветовая шкала отображает значения плотности ( $\text{г}/\text{м}^3$ ).

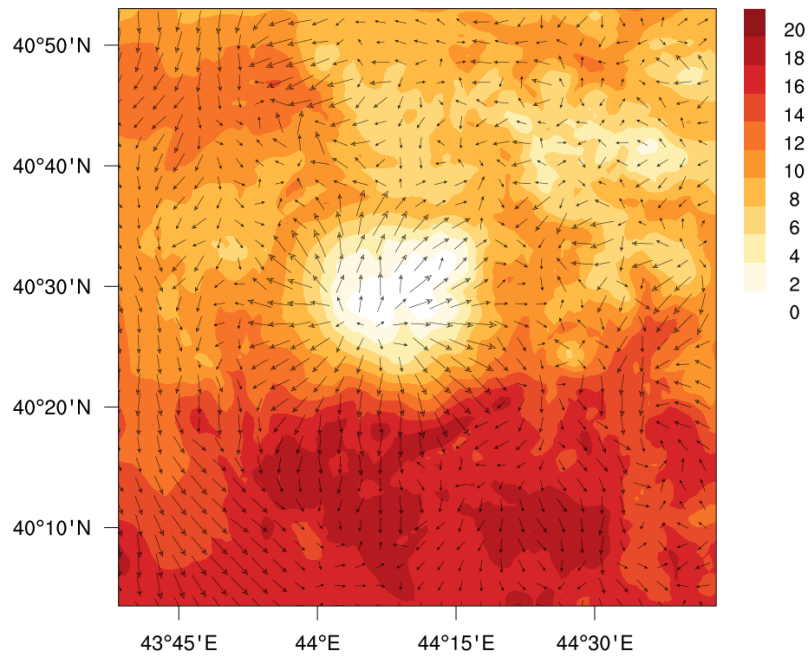


Рис. 34: Распределение скорости ветра в горизонтальной плоскости в 21:10 UT 21 июня 2017 года, по результатам моделирования с помощью WRF, м/с.

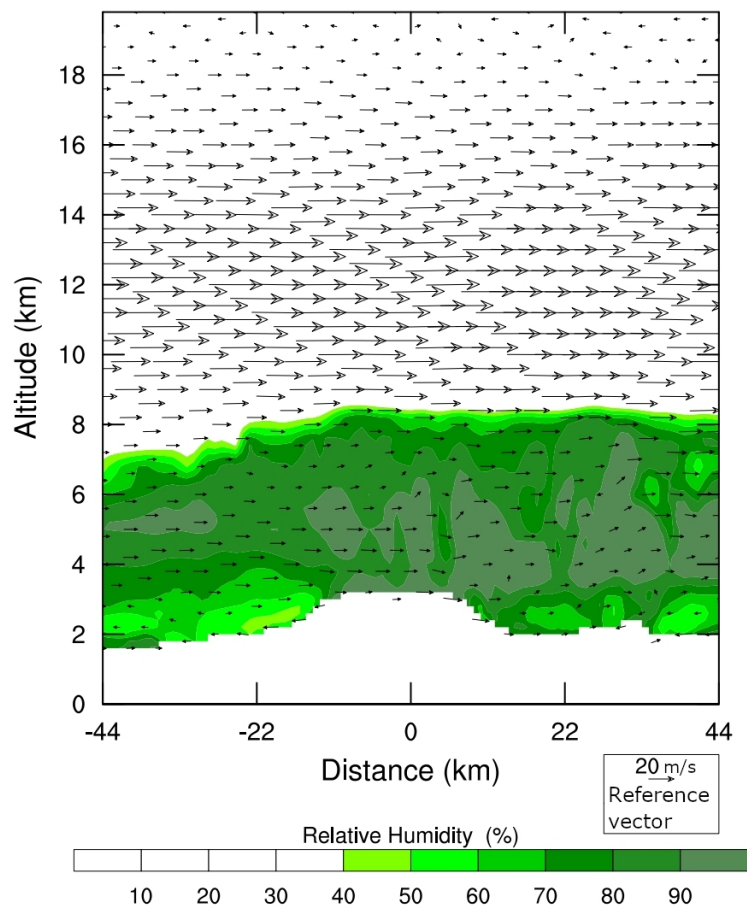


Рис. 35: Распределение скорости ветра в вертикальной плоскости (запад-восток) в 21:10 UT 21 июня 2017 года, по результатам моделирования с помощью WRF.



### 3.3 Сезонные отличия метеорологических свойства облаков, создающих TGE

Летний сезон, условно определяемый длящимся с мая по октябрь, по сравнению с остальной частью года — “зимним сезоном” — характеризуется наиболее многочисленными и интенсивными событиями возмущения приземной напряжённости электрического поля и потока энергичных частиц. Свойства исследованных событий TGE и характеристики структур обусловивших их облаков, определённые с помощью моделирования WRF, для летнего и зимнего сезонов приведены в Табл. 2 и 3 соответственно.

Для облаков, создающих TGE, характерна двухслойная структура с нижним кластером частиц снежной крупы и верхним кластером, сформированным частицами снега. Расстояние между кластерами по вертикали составляет около 1–2 км. Кластер ледяных частиц обычно находится в 1–2 км над кластером снега и имеет примерно то же расположение по горизонтали. Массовая плотность скопления ледяных частиц на 2–4 порядка ниже массовой плотности кластера снега. Зимние облака содержат меньше снега, что связано с более низкой влажностью. Плотность скоплений ледяных частиц остаётся меньше плотности скоплений частиц снега, отличаясь от неё не так сильно, как для летних событий. Результаты сравнения метеохарактеристик облаков, создающих летние и зимние события TGE, по итогам настоящего исследования, приведены в [13]. Характерные значения плотности массы: 400–2000 г/см<sup>3</sup> для скопления частиц снега и 100–800 г/см<sup>3</sup> для скопления частиц снежной крупы.

Найденные значения плотности, особенно для зимнего сезона, малы по сравнению с характерной плотностью водных частиц в кучевом облаке, которая может достигать 0.5 г/м<sup>3</sup> [75]. Относительно низкая плотность создающих TGE облаков обусловлена низкой влажностью воздуха в континентальной высокогорной местности. Низкая концентрация частиц льда связана с малым содержанием аэрозольных частиц, которые могли бы стать центрами кристаллизации для ледяных частиц [106].

Дата события TGE	Относительное увеличение потока гамма-излучения	Максимальное эл.поле, кВ/м	Плотность скопления частиц снега, мг/м <sup>3</sup>	Плотность скопления частиц снеж.крупы, мг/м <sup>3</sup>	Плотность скопления частиц льда, мг/м <sup>3</sup>
2016-05-04	1.26	20	0.3	1.5	0.07
2016-05-11	1.15	15	2.0	1.0	0.02
2016-06-11	1.25	30	1.2	1.5	0.08
2016-07-28	1.38	25	1.2	0.5	0.005
2017-08-17	1.10	20	3.0	0.2	0.001
2017-09-29	1.14	15	2.0	0.2	0.002
2017-10-01	1.23	20	2.0	0.7	0.001
2017-10-10	1.19	20	1.5	0.3	менее 0.001

Таблица 2: Плотность скоплений частиц снега и снежной крупы, по результатам моделирования состояния атмосферы для событий TGE летних сезонов 2016–2017.

Дата события TGE	Относительное увеличение потока гамма-излучения	Максимальное эл.поле, кВ/м	Плотность скопления частиц снега, мг/м <sup>3</sup>	Плотность скопления частиц снеж.крупы, мг/м <sup>3</sup>	Плотность скопления частиц льда, мг/м <sup>3</sup>
2019-01-07	1.15	5	0.06	менее 0.001	менее 0.001
2019-01-09	1.19	3	0.2	менее 0.001	0.005
2019-01-17	1.10	8	0.6	менее 0.001	0.002
2019-03-28	1.10	20	0.1	менее 0.001	0.002

Таблица 3: Плотность скоплений частиц снега и снежной крупы, по результатам моделирования состояния атмосферы для событий TGE зимнего сезона 2019.

### 3.4 Микрофизические закономерности накопления заряда на водных частицах

Для моделирования электрической структуры облаков по результатам восстановления их гидрометеорного состава необходимы сведения о процессах разделения заряда. Процессы разделения заряда в облаке зависят от многих физических характеристик: пространственного распределения температуры, влажности, плотности гидрометеоров различных типов. Распределение гидрометеоров каждого типа по размерам также определяется условиями формирования облака. Информация о зависимости заряда гидрометеоров от их типа и размера может быть почерпнута из результатов балонных измерений [4; 70; 109; 110], а также из лабораторных исследований, описывающих искусственно созданные скопления водных частиц [87; 99; 111–113]. Одним из основных механизмов разделения заряда в облаках является передача заряда между частицами

снежной крупы и льда//снега при их соударении, происходящая вне зависимости от окружающего эти частицы электрического поля. Знак и величина перенесённого заряда при одном акте взаимодействия зависит от температуры и содержания мелких капель — облачной влаги. На Рис. 36 в осях “температура — плотность облачной влаги” изображена диаграмма знака заряда, получаемого частицей снежной крупы при одном взаимодействии. Каждая из цветных кривых, называемых кривыми реверса, описывает результаты одного из лабораторных исследований [112; 114–116] и разграничивает области параметров, при которых частица снежной крупы получает в результате взаимодействия с частицей снега положительный заряд (верхняя левая часть диаграммы) и отрицательный (правая нижняя часть диаграммы).

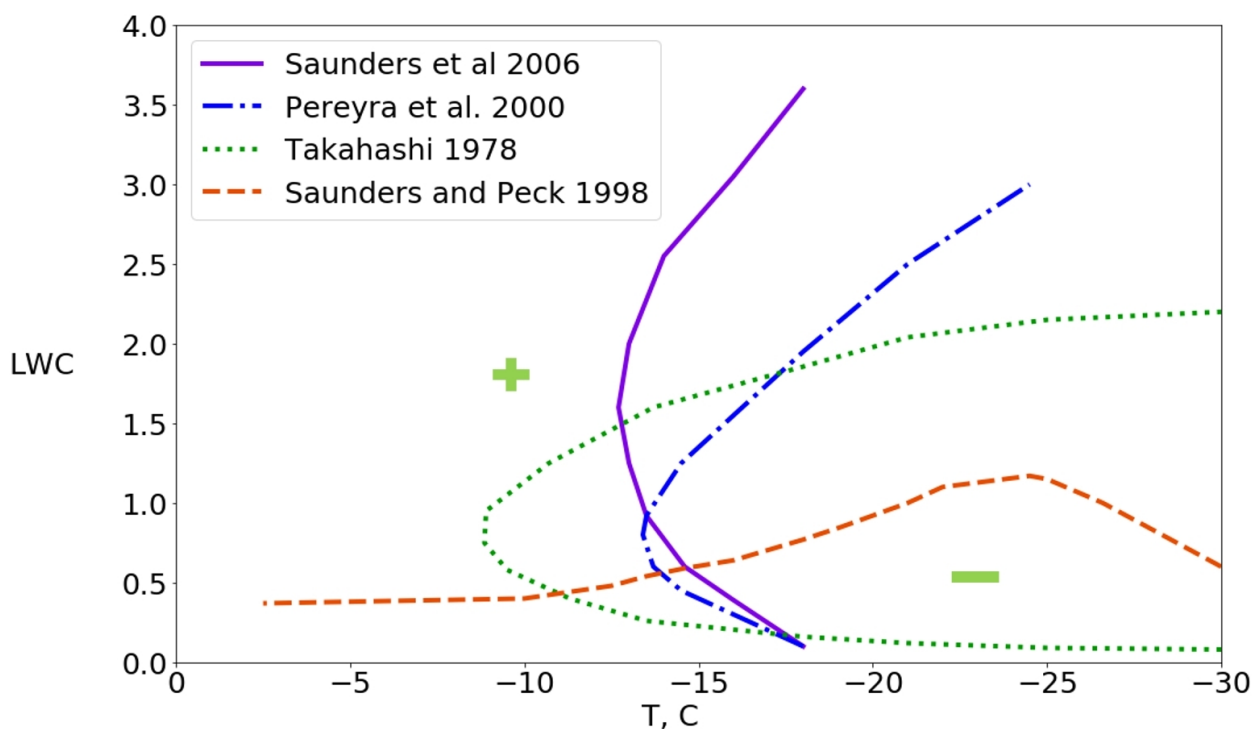


Рис. 36: Зависимость знака заряда, приобретаемого частицами снежной крупы при взаимодействии с частицами снега//льда, от температуры и содержания жидкой влаги в облаке (liquid water content, LWC, г/м³). График адаптирован из [99], построенного по результатам лабораторных исследований [112; 114–116].

Выяснение распределения температуры и содержания жидкой влаги в создающих TGE облаках, в совокупности с получением информации об их элек-

трической структуре, позволяет сделать вывод о применимости результатов лабораторных исследований к описанию условий возникновения TGE.

### 3.5 Методика оценки распределения заряда в создающем TGE облаке по динамике приземного электрического поля

С математической точки зрения, задача определения объёмного распределения заряда по динамике приземного электрического поля, созданного этим зарядом, является некорректной и имеет бесконечное количество решений. Для нахождения физически обоснованного решения необходимо задать ограничения, характеризующие свойства распределения заряда. Такие ограничения выбраны в соответствии с двумя условиями: 1) соответствие известным микрофизическим закономерностям накопления заряда на облачных частицах, 2) отсутствие избыточных усложнений относительно величины погрешности, заданной применяемыми результатами моделирования и измерений. На основе условий 1) и 2) в настоящем исследовании принято следующее предположение. Приземное электрическое поле создаётся только зарядами, расположенными на водных частицах в составе облака (гидрометеорах). Для каждого типа гидрометеоров объёмная плотность заряда считается пропорциональной объёмной плотности массы:  $Q_j = \alpha_j m_j$ , где  $Q_j$  — объёмная плотность заряда гидрометеоров типа  $j$ ,  $\alpha_j$  — коэффициент пропорциональности заряда единицы объёма массе единицы объёма,  $m_j$  — плотность массы гидрометеоров типа  $j$ . Пространственное распределение плотности массы  $m_j$  путём моделирования WRF найдено в виде значений в узлах сетки с шагом 1 км по горизонтальным координатам и нерегулярным шагом по вертикали, увеличивающимся с ростом высоты (от 50 м у поверхности земли до 600 м на высоте 20 км). Коэффициент  $\alpha_j$  определяется для каждого события TGE отдельно, так как величина  $\alpha_j$  обусловлена интенсивностью процессов электризации, зависящих от метеорологических условий.

Результаты лабораторных исследований — основание для сделанного предположения о том, что зависимость плотности заряда от плотности массы гидрометеоров одного типа линейна. Так, в [113, Fig.16] показано, что максимальные

значения заряд на частицах снежной крупы и снега соответствуют центральной части интервала размеров на распределении частиц указанных типов по размерам. То есть, основной заряд кластеров снега и снежной крупы сосредоточен на частицах с наиболее характерными для них, средними размерами. Поскольку зарядом на всех гидрометеорах вне центрального диапазона размеров допустимо пренебречь, каждая из водных частиц определённого вида в одном и том же облаке несёт примерно одинаковый заряд. Следовательно, объёмная плотность массы будет распределена приблизительно так же, как объёмная плотность заряда. Поскольку соотношение заряда и массы отдельных гидрометеоров неизвестно, следует остановиться на простейшей модели, способной описать экспериментальные данные. Далее показано, что сделанное предположение приводит к оценке электрической структуры облака, которая находится в соответствии с результатами измерений. Предположение об одинаковости распределений массы и заряда гидрометеоров в пространстве привлекательно своей простотой и уже было успешно применено в исследовании явлений атмосферного электричества [97]. Время разделения заряда в облаке примерно равно времени диссипации заряда вне стадии затухания шторма [70], поэтому для каждого события TGE набор коэффициентов  $\alpha_j$  допустимо считать независимым от времени.

С учётом сделанного предположения, алгоритм оценки электрической структуры облака имеет следующий вид:

1. Для исследуемого явления TGE определяется промежуток времени, который необходимо промоделировать. Явление пригодно для моделирования, если ему предшествует 6–8 часов безоблачной погоды над Станцией.
2. Для выбранного промежутка времени выполняется численное моделирование состояния атмосферы с помощью WRF. Пространственное распределение водных частиц (льда, снега, снежной крупы, дождя, мелких капель и пара) определяется с шагом 5 минут. В дальнейшем рассмотрении используются значения плотности гидрометеоров в ближайшей окрестности Станции (в области с горизонтальным размером 6 км и вертикальным размером 10 км)

3. Пространственное распределение заряда для облачных частиц каждого типа считается с точностью до коэффициента  $\alpha_j$  совпадающим с пространственным распределением массы, то есть в каждом узле расчётной сетки расположен заряд  $Q_j$  и масса  $m_j$ , связанные коэффициентом пропорциональности  $\alpha_j$ , где  $j$  — индекс типа облачных частиц (лёд, снег, снежная крупа, дождь или мелкие водяные капли).
4. Динамика приземного электрического поля  $E_j$ , которое может быть создано гидрометеорами типа  $j$ , находится на основе промоделированной динамики распределения массовой плотности облачных частиц.  $E_j$  вычисляется по закону Кулона с использованием метода зарядов-изображений в приближении идеально проводящей земли:
- $$E_j = \sum_i 2k \frac{Q_{ji}}{R_i^2} \cos(\chi_i) = \alpha_j \sum_i 2k \frac{m_{ji}}{R_i^2} \cos(\chi_i) = \alpha_j E_{0j},$$
- где  $k$  — постоянная Кулона,  $Q_{ji}$  и  $m_{ji}$  — заряд и масса гидрометеоров вида  $j$  в узле  $i$  сетки моделирования,  $R_i$  — расстояние между узлом сетки  $i$  и местом наблюдения,  $\chi_i$  — угол между вертикалью и направлением от узла сетки  $i$  до места наблюдения.  $E_{0j} = \sum_i 2k \frac{m_{ji}}{R_i^2} \cos(\chi_i)$  — электрическое поле на поверхности земли, созданное гидрометеорами типа  $j$  при условии  $\alpha_j = 1$ . Таким образом, электрическое поле в месте наблюдения, созданное всеми несущими заряд гидрометеорами, описывается выражением  $E = \sum_j E_j = \sum_j \alpha_j E_{0j}$ .
5. Набор коэффициентов  $\alpha_j$ , связывающих плотности заряда и массы гидрометеоров, определяется путём фиттинга измеренной динамики приземного электрического поля суммой напряжённостей полей, создаваемых гидрометеорами всех типов, в соответствии с соотношением  $E = \sum_j \alpha_j E_{0j}$ . Все временные зависимости электрических полей усреднены по 25 минут для исключения влияния мелкомасштабных неоднородностей строения облака и ошибок моделирования и измерений. Фиттинг осуществляется методом линейной регрессии.

Предложенная методика оценки электрической структуры облака в качестве измеряемой характеристики распределения заряда использует только призем-

ную напряжённость электрического поля. Методика обеспечивает оценку крупномасштабной структуры облака, так как включает усреднение по 25 минут. По этой причине применение методики оправдано для облаков с достаточно простой электрической структурой, то есть состоящий из немногочисленных (двух или трёх) зарядовых кластеров. До применения алгоритма оценки электрической структуры можно составить предварительное суждение о количестве и размерах зарядовых слоёв в составе облака, исходя из результатов измерения приземной динамики электрического поля. Конвективное явление считается подходящим для применения методики оценки распределения заряда, если знак приземной напряжённости электрического поля меняется не чаще чем примерно раз в 15 минут. В ходе исследования было показано, что характерный вид приземной динамики электрического поля при прохождении создающего TGE облака соответствует структуре двух зарядовых слоёв, центры которых могут быть смещены по горизонтали один относительно другого. Погрешность вычисления приземной напряжённости электрического поля с помощью представленной методики оценена как 3 кВ/м. Погрешность измерения приземной напряжённости поля составляет 5% для значений в пределах 30 кВ/м по абсолютной величине. Для характерных значений плотности заряда погрешность его определения составляет около 0.01 Кл для нижнего зарядового слоя и 0.02 Кл для верхнего.

### **3.6 Электрическая структура облака TGE 2016-06-11**

Применение алгоритма восстановления электрической структуры облака удобно рассмотреть на примере одного из наиболее интенсивных событий TGE, наблюдавшегося на Станции Арагац 11 июня 2016 года. При событии TGE 11 июня 2016 года возрастание приземного значения потока гамма-излучения наблюдалось при отрицательном электрическом поле (то есть, направленном вверх), что соответствует ускорению электронов по направлению к земле в области под облаком.

Быстрые (менее 1 минуты) высокоамплитудные изменения электрическо-

го поля, отображённые острыми пиками на кривой на Рис. 37, соответствуют молниевым разрядам. Созданное молниевым разрядом возмущение распределения заряда в облаке обычно компенсируется за время в пределах двух минут, благодаря перераспределению заряда в облаке до установления приблизительно прежней структуры. Описание молниевых разрядов находится за пределами настоящего рассмотрения, сосредоточенного на исследовании крупномасштабной электрической структуры облака (масштаб от 0.5 км и 10 мин). Для исключения из рассмотрения влияния молниевых разрядов на динамику электрического поля, анализ был основан на исследовании динамики приземного электрического поля, усреднённой по времени. Усреднение выполнено с помощью метода скользящего среднего с окном 25 минут, что позволяет определить структуру облака с пространственным горизонтальным масштабом около 1 км (характерная горизонтальная скорость ветра на высоте расположения слоёв облака составляет около 1–5 км/ч), пренебрегая более мелкомасштабными особенностями.

Далее применение алгоритма, представленного в предыдущем разделе, показано на примере события 11 июня 2016 года с той же нумерацией пунктов, что и в описании алгоритма.

1. Возмущение приземных значений электрического поля и потока энергичных частиц зарегистрированы в интервале 10:40–12:10 UT. Началом моделируемого отрезка времени может быть 00:00, 06:00, 12:00 или 18:00 UT. Исследуемое событие должно отстоять на 6–8 часов от начала моделируемого интервала, поэтому в качестве начала моделирования выбрано 00:00 11 июня. В интервале 00:00–08:00 UT на Станции не зарегистрировано существенных возмущений приземного электрического поля, что свидетельствует об отсутствии электрифицированных облаков над Станцией в указанном промежутке времени и является необходимым условием корректного моделирования конвективного явления.
2. В промежутке времени 00:00–18:00 промоделирована динамика скоплений гидрометеоров — льда, снега, снежной крупы, дождя и жидкой облачной влаги (мелких капель).



3. Для каждого типа гидрометеоров пространственное распределение заряда описано законом пропорциональности распределению массовой плотности  $Q_j = \alpha_j m_j$ , где  $j$  обозначает тип гидрометеоров.
4. В предположении  $\alpha_j = 1$  найдена динамика приземной напряжённости  $E_{0j}$  для каждого типа гидрометеоров.
5. Приземная напряжённость электрического поля, созданного каждым типом гидрометеоров, описывается выражением  $\alpha_j \cdot E_{0j}$ , где  $E_{0j}$  — поле, найденное в предыдущем пункте в предположении  $\alpha_j = 1$ .

Измеренная динамика приземного электрического поля, а также промоделированные зависимости  $E_{0j}$  от времени усреднены методом скользящего среднего с шириной окна 25 минут. Задача оптимизации для поиска набора коэффициентов  $\alpha_j$  решена методом линейной регрессии. Найденные так значения коэффициента пропорциональности заряда массе для частиц льда, дождя и мелких капель много меньше значений коэффициентов для двух других фракций, и потому не имеют физического смысла. Этот факт свидетельствует о том, что вклад частиц льда, дождя и мелких капель в динамику приземного электрического поля пренебрежимо мал. Приземное электрическое поле формируется зарядом, расположенным на частицах снега и снежной крупы.

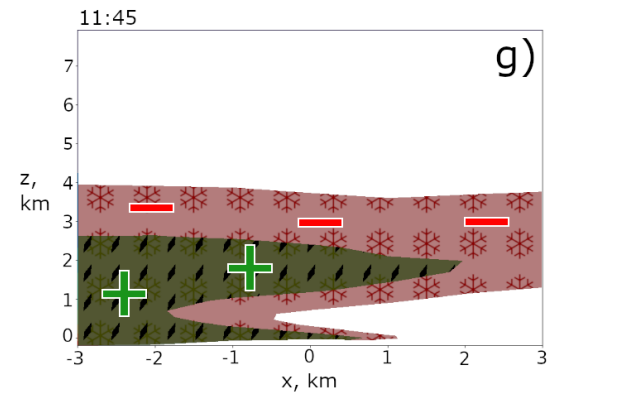
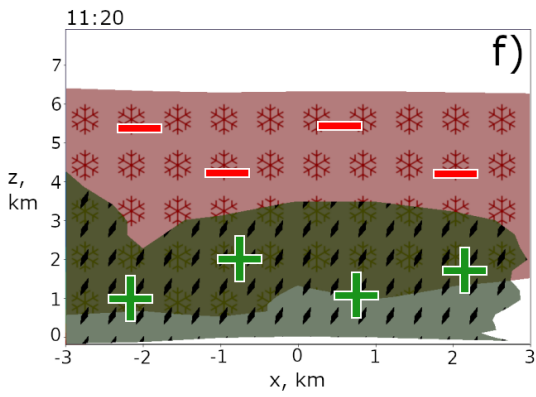
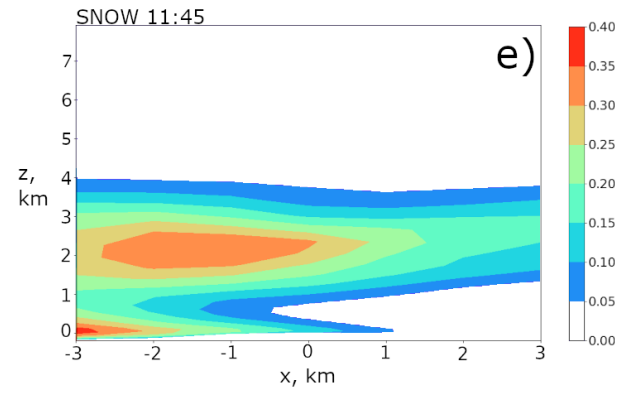
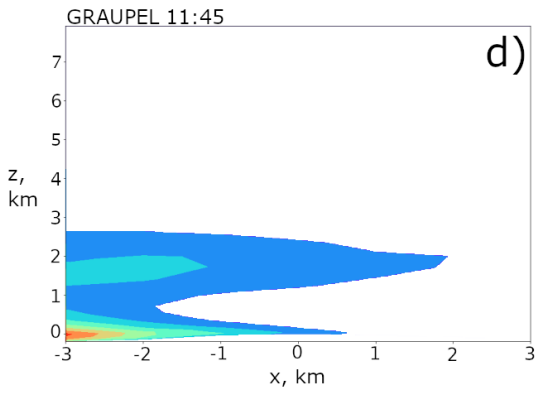
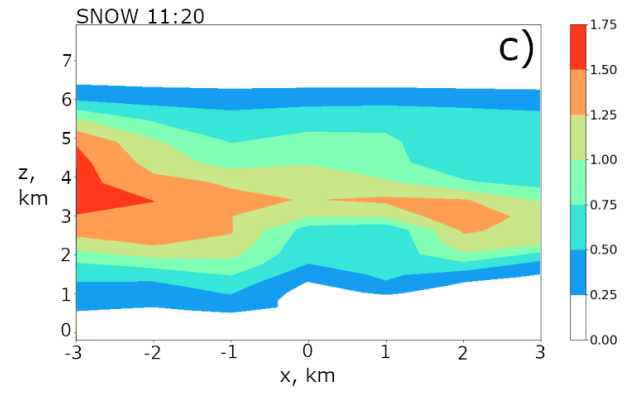
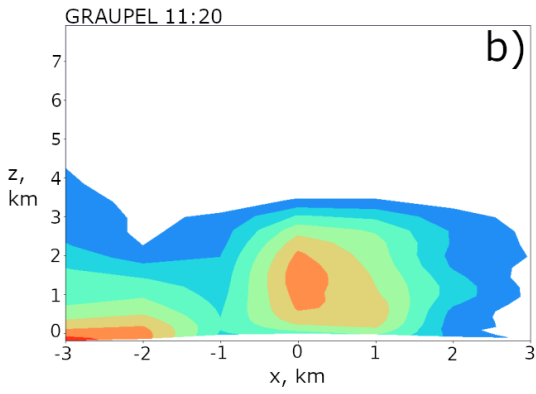
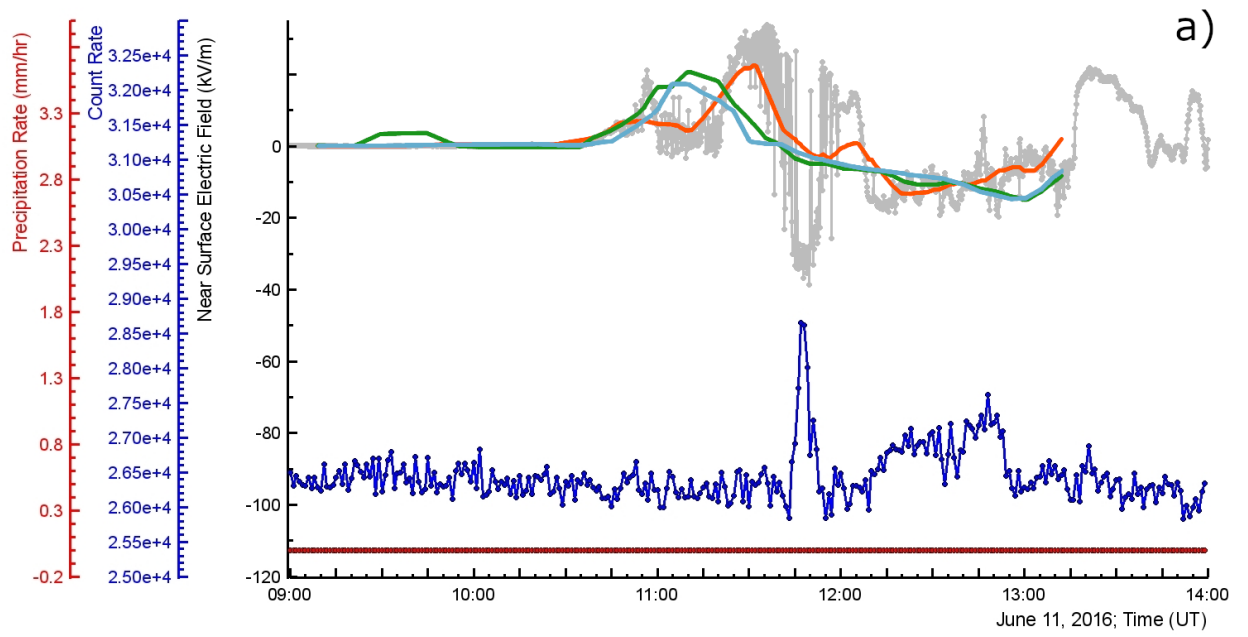


Рис. 37: Характеристика события TGE 11 июня 2016 года: (а) измеренная напряжённость приземного электрического поля (серая кривая, измерения с шагом 1 секунда), измеренные приземные значения плотности осадков (красная кривая) и потока энергичных частиц (чёрная кривая, измерений с шагом 1 секунда); промоделированная напряжённость приземного электрического поля, усреднённая по 25 минутам (зелёная и голубая кривые получены с применением микрофизических схем Thompson-2008 и Thompson Aerosol-Aware соответственно). Направленное вверх электрическое поле считается отрицательным. (b, c) и (d, e) распределение частиц снежной крупы и снега в вертикальной плоскости, проходящей через Станцию с запада на восток, в 11:20 UT и 11:45 UT соответственно (цветовая шкала соответствует плотности в  $\text{г/м}^3$ ). (f) и (g) промоделированная электрическая структура облака в 11:20 UT и 11:45 UT (красный — отрицательно-заряженный кластер снежных частиц, зелёный — положительно-заряженный кластер частиц снежной крупы).

Сравнение измеренной и промоделированной динамики электрического поля приведено на Рис. 37, а). Результаты моделирования динамики электрического поля с учётом аэрозольной нагрузки отличаются от результатов, полученных без учёта влияния аэрозольных частиц, слабее, чем любой из двух результатов моделирования отличается от измеренной динамики электрического поля. Ранее было показано, что учёт аэрозольной нагрузки не имеет большого влияния на результаты моделирования распределения водных частиц и радиолокационной отражаемости, что связано с низким содержанием аэрозольных частиц в исследуемом регионе. Более детальное сравнение результатов моделирования с учётом аэрозолей и без их учёта получается при рассмотрении динамики приземного электрического поля, создаваемого кластером гидрометеоров каждого типа отдельно, Рис. 38. Отличие оказывается незначительным, как и для поля, созданного суммарно зарядами на водных частицах обоих типов.

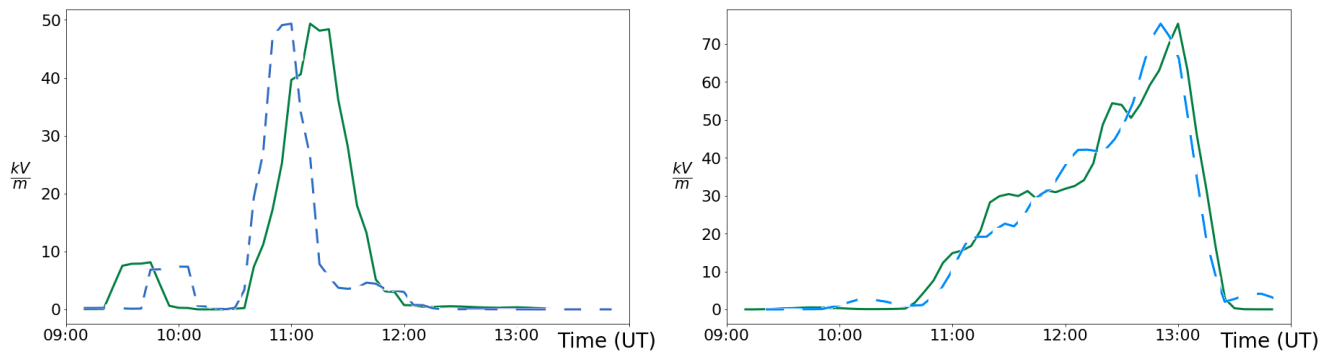


Рис. 38: Динамика приземного значения напряжённости электрического поля, создаваемого частицами снежной крупы (слева) и частицами снега (справа), согласно результатам моделирования. Сплошная кривая получена при использовании микрофизической параметризации Thompson-2008 (без учёта влияния аэрозолей), штриховая кривая — с использованием схемы Thompson Aerosol-Aware.

Вышеописанный анализ приводит к выводу, что облако, создавшее TGE 11 июня 2016 года, имеет двухслойную электрическую структуру, Рис. 37 f), g). Верхний слой состоит из частиц снега и имеет отрицательный заряд, нижний слой сформирован частицами снежной крупы и имеет положительный заряд. Объёмная плотность заряда равна примерно  $0.01 \text{ нКл/м}^3$  для снежной крупы и  $-0.02 \text{ нКл/м}^3$  для снега. Величина заряда в вертикальном столбе радиусом 1 км с центром основания в месте расположения Станции Арагац в 11:20 UT: 0.1 Кл в нижнем слое и  $-0.2 \text{ Кл}$  в верхнем слое. Таким образом, значения плотности заряда двух слоёв создающего TGE облака сопоставимы, тогда как в классической трёхслойной модели облака заряд нижнего положительного слоя примерно на порядок меньше абсолютной величины отрицательного заряда, расположенного над ним. Найденное значение плотности заряда по порядку величины совпадает с характерной плотностью заряда грозовых облаков [22].

Результаты восстановления электрической структуры облака позволяют охарактеризовать процессы разделения заряда, приведшие к формированию этой структуры. На Рис. 39 приведено сравнение условий внутри исследуемого облака с экспериментально установленными закономерностями электризации твёрдых гидрометеоров. Следует заметить, что в облаке, создавшем TGE 11 июня

2016 года, как показано выше, роль основных носителей заряда играют частицы снега и снежной крупы, а не льда и снежной крупы, для взаимодействия которых в лабораторных исследованиях установлены зависимости, проиллюстрированные цветными кривыми на Рис. 39. Пренебрежимо малая плотность скоплений частиц льда (на 2–4 порядка меньше, чем для частиц снега) является отличительной особенностью облаков над Станцией Арагац. От взаимодействия частиц снежной крупы и снега можно ожидать подобия взаимодействию частиц снежной крупы и льда, поскольку частица снега может быть представлена как совокупность частиц льда. Поэтому имеет смысл сопоставить выводы экспериментальных исследований о передаче заряда между частицами льда и снежной крупы с полученными в настоящей работе сведениями о накоплении заряда частицами снежной крупы и снега.

В случае, если метеорологические параметры внутри всего облака соответствуют областям диаграммы по одну сторону от кривой реверса (Рис. 39), облако обретёт двухслойную электрическую структуру: во всём его объёме более тяжёлые частицы, движущиеся преимущественно вниз, будут иметь одинаковый знак электрического заряда (обыкновенно отрицательный), что приведёт к преимущественному накоплению заряда одного знака в нижней части облака, и противоположного — в верхней. Трёхслойная зарядовая структура формируется, когда кривая, характеризующая условия внутри облака (чёрные кривые на Рис. 39), пересекает кривую реверса, описывающую условия изменения направления переноса заряда между разными типами гидрометеоров. В таком случае по одну сторону от кривой реверса более крупные и тяжёлые частицы, преимущественно опускающиеся, заряжаются положительно, по другую — отрицательно, что и приводит к образованию трёхслойной структуры.

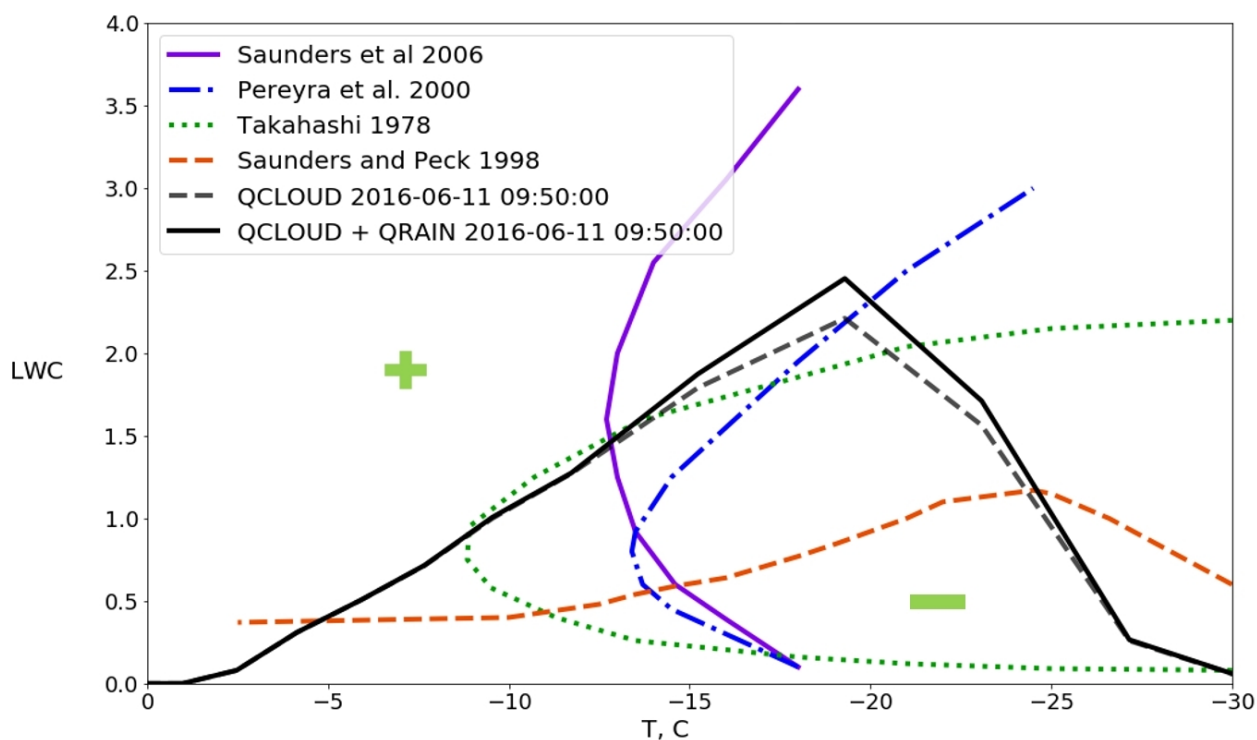


Рис. 39: Зависимость знака заряда, приобретаемого частицами снежной крупы при взаимодействии с частицами снега//льда, от температуры и содержания жидкой влаги (liquid water content, LWC,  $\text{г/м}^3$ ) в облаке 9:50 UT 11 июня 2016 года по результатам моделирования (чёрная пунктирная кривая), в сравнении с выводами лабораторных исследований [112; 114–116] (цветные кривые). Чёрная сплошная кривая соответствует суммарной плотности скоплений мелких капель (жидкой облачной влаги, liquid water content) и дождевых капель, демонстрируя, что вклад дождевых капель относительно мал.

В данном исследовании показано, что облако, создавшее TGE 11 июня 2016 года, имело двухслойную электрическую структуру, где частицы снежной крупы заряжены положительно. Значит, условия во всём облаке соответствуют части диаграммы Рис. 39, обозначенной “+” — выше и//или левее кривой реверса, описывающей процесс переноса заряда между частицами снежной крупы и снега. Значит, кривая, описывающая метеопараметры в облаке, не пересекает искомую кривую реверса во всём диапазоне значений, соответствующем расположению облака (температура примерно от  $0^\circ\text{C}$  до  $-15^\circ\text{C}$ ). В первом приближении этому условию удовлетворяют все кривые, изображённые на Рис. 39, выбор наиболее подходящей для описания процессов электризации в создающих TGE облаках

требует детального анализа большего количества событий. Остаётся открытым вопрос отличия условий экспериментов [112; 114–116], результаты которых показаны на Рис. 39, от условий характерных для Арагац облаков: процесс переноса заряда между гидрометеорами зависит также и от других параметров, кроме температуры и содержания жидкой влаги, совокупное рассмотрение влияния которых ещё не проводилось. Примечательно, что применение разработанного метода анализа метеорологических и электрических свойств облаков способно привести к оценке расположения кривой реверса безотносительно сравнения с результатами лабораторных исследований процесса электризации.

### **3.7 Электрическая структура облака TGE 2017-06-21**

Для установления электрической структуры облака, во время прохождения которого над Станцией наблюдалось TGE 21 июня 2017 года, применён алгоритм, описанный в разделе “Методика оценки распределения заряда в создающем TGE облаке”, действие которого на примере события 11 июня 2016 года детально показано выше.

На Рис. 40 представлены результаты применения алгоритма для TGE 21 июня 2017 года: строение и электрическая структура облака, а также промоделированная динамика электрического поля в сравнении с измеренной:

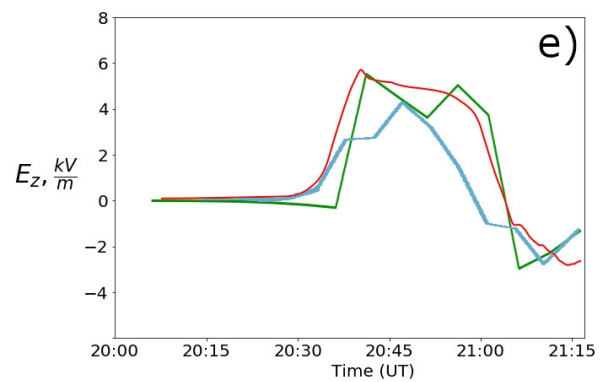
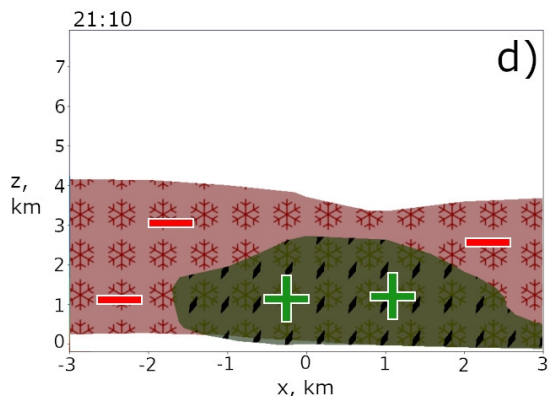
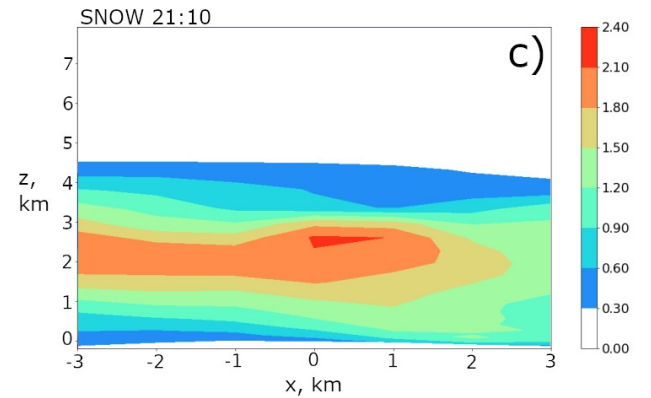
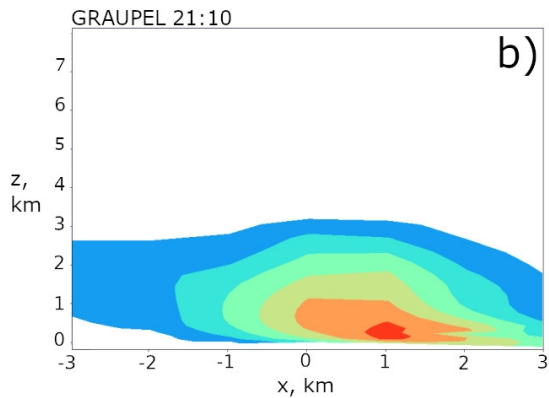
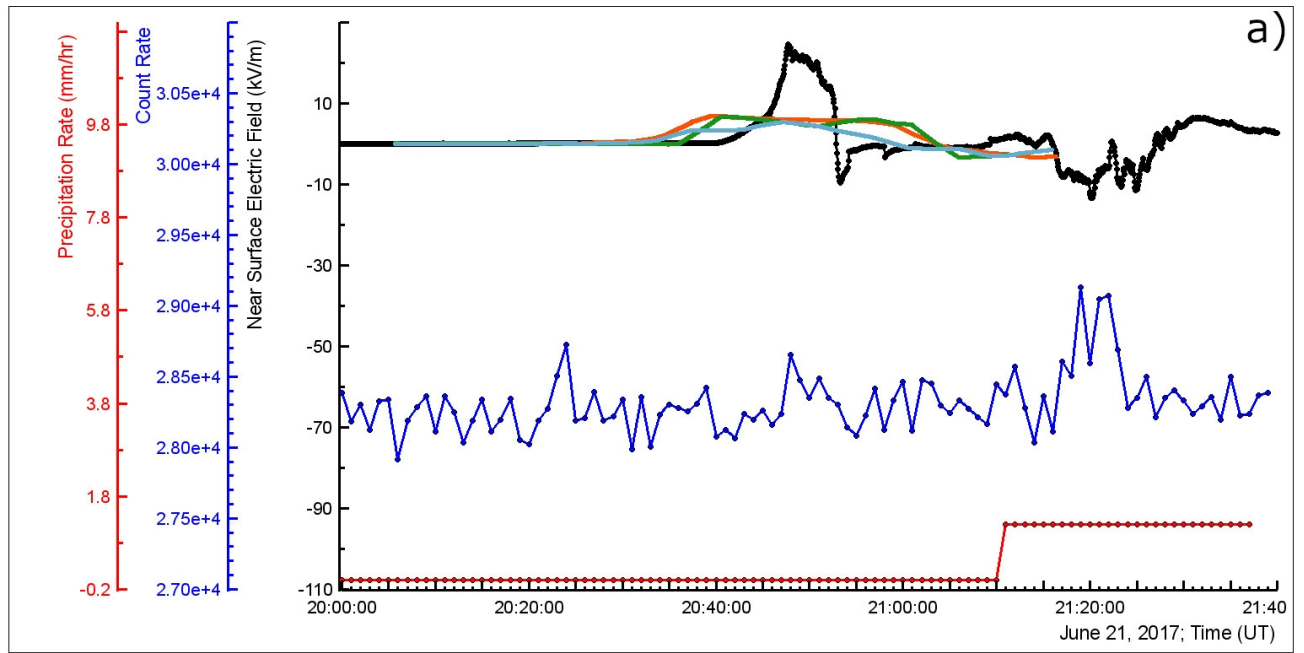




Рис. 40: Характеристика события TGE 21 июня 2017 года: (а) измеренная напряжённость приземного электрического поля (серая кривая, измерения с шагом 1 секунда), измеренные приземные значения плотности осадков (красная кривая) и потока энергичных частиц (чёрная кривая, измерений с шагом 1 секунда); промоделированная напряжённость приземного электрического поля, усреднённая по 25 минутам (зелёная и голубая кривые получены с применением микрофизических схем Thompson-2008 and Thompson Aerosol-Aware соответственно). Направленное вверх электрическое поле считается отрицательным. (b, c) распределение частиц снежной крупы и снега в вертикальной плоскости, проходящей через Станцию с запада на восток, в 21:10 UT (цветовая шкала соответствует плотности,  $\text{г/м}^3$ ). (d) промоделированная электрическая структура облака в 21:10 UT (красный — отрицательно-заряженный кластер снежных частиц, зелёный — положительно-заряженный кластер частиц снежной крупы); (e) сравнение измеренной (красная кривая) и промоделированной динамики приземного электрического поля (зелёная кривая получена с помощью микрофизической схемы Thompson-2008, голубая кривая — с помощью Thompson Aerosol-Aware, учитывающей аэрозольную нагрузку) в промежутке времени 20:00-21:15 UT.

Подобно событию 11 июня 2016 года, TGE 21 июня 2017 года создано облаком с электрической структурой диполя с нижним положительным зарядом. Отличительной особенностью облака, находившегося над Станцией в 21:10 UT, является двухслойная структура скопления частиц снежной крупы, верхняя часть которого располагается примерно в той же области, что и скопление частиц снега. Таким образом, верхний зарядовый слой образован и частицами снежной крупы, и частицами снега, которые преобладают.

Плотности заряда верхнего и нижнего слоёв равны примерно  $-0.03 \text{ нКл/м}^3$  и  $0.02 \text{ нКл/м}^3$ . Снег и снежная крупа являются единственными типами гидрометеоров, заряд которых существенен для формирования динамики электри-

ческого поля, измеренного на уровне земли при прохождении облака. Рис. 41 изображает промоделированную динамику напряжённости электрического поля, которое могло бы быть создано гидрометеорами каждого вида в отдельности, если бы они имели заряд, связанный с плотностью массы соотношением пропорциональности с коэффициентом  $\alpha_j = 1$ . Значимую корреляцию с измеренной динамикой поля обнаруживают только промоделированная динамика для снега и снежной крупы, подтверждая единственно определяющее значение этих двух типов облачных частиц в формировании зарядовой структуры облака, обусловившего TGE 21 июня 2017 года.

Прохождение над местом наблюдения нижнего положительно-заряженного кластера частиц снежной крупы, согласно результатам моделирования, происходит в интервале времени, в котором приземная напряжённость электрического поля имела положительное значение, существенно превышающее поле хорошей погоды. Этот факт указывает на важность нижнего положительного заряда обсуждаемого облака для формирования приземной динамики электрического поля.

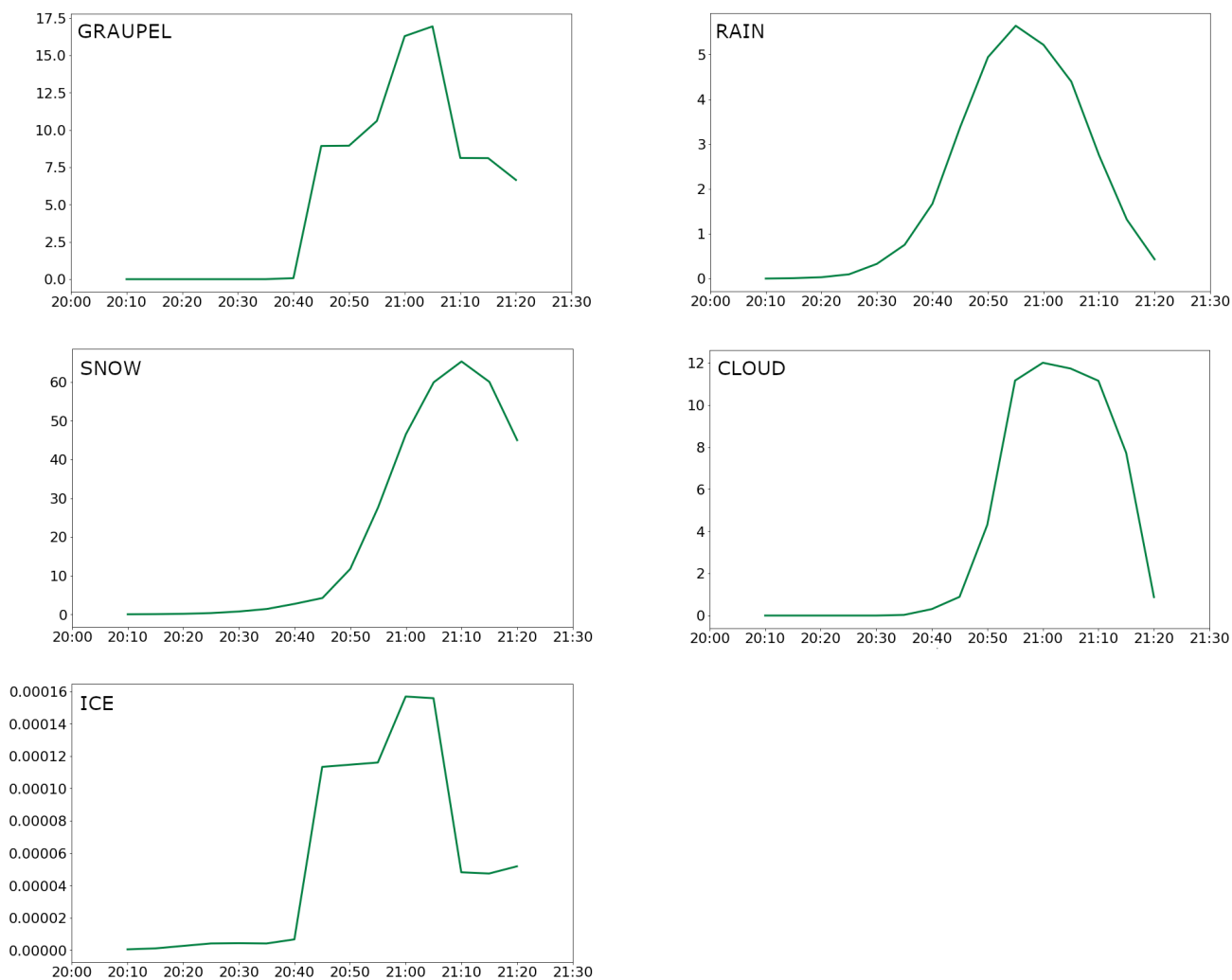


Рис. 41: Результаты моделирования для события TGE 21 июня 2017 года: динамика приземной напряжённости электрического поля (кВ/м), которое могло быть создано скоплениями каждого из видов гидрометеоров в отдельности (снежная крупа, снег, лёд, капли дождя, мелкие капли), в предположении единичного заряда на единицу массы:  $\alpha_j = 1$ , для каждого вида облачных частиц “j”.

### 3.8 Характерные электрические свойства облаков TGE сезонов 2016-2017 годов

Для определения характерной электрической структуры создающих TGE облаков выбраны восемь событий, подходящих для применения предложенной методики. Для всех восьми событий распределение заряда в облаке может быть описано структурой “обратного диполя”, где нижний положительный за-

ряд сформирован частицами снежной крупы, а верхний отрицательный заряд — частицами снега. Кластеры снежной крупы и снега обычно располагаются в 1–2 км один над другим. Для всех событий в промоделированном составе облака обнаружены ледяные частицы, скопление которых располагается над скоплением снежных частиц. Плотность скопления частиц льда на 2–3 порядка меньше плотности скопления снега. Объёмная плотность заряда на ледяных частицах также много меньше плотности заряда на снежных частицах, и вклад кластера льда в приземную напряжённость электрического поля пренебрежимо мал.

Параметры строения промоделированных облаков, создавших TGE, приведены в Табл. 4. Таким образом, для создающих TGE облаков в Арагац характерна электрическая структура инвертированного диполя, где верхний слой облачных частиц заряжен отрицательно, а нижний — положительно; в отличие от основного диполя классического распределения заряда в облаке с геометрически сильно локализованным нижним положительным слоем, имеющим относительно небольшой заряд, Рис. 42.

Дата	Время	Скорость счёта относ. фона	Ширина нижнего слоя, км	Ширина верхнего слоя, км
2016-05-04	19:05	1.12	5	5
2016-05-12	13:45	1.16	5	4
2016-06-08	11:40	1.17	1	4
2016-06-11	11:20	1.10	2	7
2017-06-21	21:10	1.03	3	5
2017-08-17	18:55	1.12	3	3
2017-10-01	18:05	1.05	3	4
2017-10-10	14:05	1.18	4	5

Дата	Время	Плотность скопления снежной крупы, мг/м <sup>3</sup>	Плотность скопления частиц снега, мг/м <sup>3</sup>	Плотность положительного заряда, нКл/м <sup>3</sup>	Плотность отрицательного заряда, нКл/м <sup>3</sup>
2016-05-04	19:05	800	1500	0.050	0.020
2016-05-12	13:45	150	1300	0.030	0.060
2016-06-08	11:40	120	2000	0.020	0.025
2016-06-11	11:20	600	400	0.012	0.020
2017-06-21	21:10	250	2000	0.017	0.026
2017-08-17	18:55	180	1200	0.002	0.001
2017-10-01	18:05	150	1000	0.002	0.005
2017-10-10	14:05	80	1200	0.001	0.003

Таблица 4: Параметры промоделированной электрической структуры облаков, создавших TGE, наблюдавшиеся на Станции Арагац в 2016–2017 годах, и относительное увеличение скорости счёта при TGE, по данным детектора Stand-3.



Рис. 42: Классическая трёхслойная модель распределения заряда в облаке (заряды среднего и верхнего слоёв существенно больше заряда нижнего слоя) и инвертированная двухслойная структура, характерная для облаков, создающих TGE.

Таблица 5 содержит значения массовой плотности заряда на частицах снежной крупы и снега в создавших TGE облаках. Погрешность определения массовой плотности заряда оценена как 20% (0.005 нКл/г) и связана с погрешностью определения плотности скоплений облачных частиц при моделировании WRF. Найденные значения плотности заряда находятся в согласии с результатами исследования электризации зимних облаков при взаимодействии частиц снежной

крупы и льда [113], где водная частица описана имеющей размер около 1 мм и заряд около 0.1–200 пКл, что соответствует плотности заряда на единицу массы 0.01–10 нКл/г. Объёмная плотность заряда в облаке для событий TGE оценена как 0.1 нКл/м<sup>3</sup>, что близко к значению, найденному в [113]. Измерения электрического поля и концентрации гидрометеоров, выполненные с помощью приборов на самолёте, пролетающем под электризованным облаком без молниевой активности, привели к оценке концентрации крупных гидрометеоров около 80 м<sup>-3</sup> при характерном заряде 25 пКл [117], что приводит к оценке объёмной плотности заряда, близкой к полученной в данном исследовании. Кроме того, в экспериментах по электризации частиц снега в потоке воздуха [118; 119] показано, что значения массовой плотности заряда порядка единиц нКл/г достигаются при интенсивной зарядке, возможной при скорости ветра 5–10 м/с, что соответствует условиям Арагац.

Формирование зарядовой структуры зависит от направления переноса заряда между гидрометеорами, что в условиях низкой влажности определяется положением изотермы -10°C: частицы снежной крупы приобретают положительный заряд от частиц снега ниже этой изотермы, и отрицательный — выше, Рис. 36, 39. В летнем сезоне на станции Арагац температура воздуха составляет около 0°C у поверхности и -10°C на высоте 1.5–2 км. Подавляющее большинство частиц снега располагаются выше изотермы -10°C и потому приобретает отрицательный заряд, что приводит к формированию дипольной структуры с отрицательным верхним зарядом. Подобное расположение изотермы характерно для условий наблюдательной станции на горе Хермон, где регистрируются потоки энергичных частиц, подобные TGE [43; 44]. Кроме того, важность низкого расположения нулевой изотермы для формирования нижнего положительно-заряженного слоя облака обнаружена в [120] при исследовании электрификации облаков Тибетского плато. Метеорологические свойства и обусловленная ими электрическая структура облака определяют возможность развития молниевой активности. Так, интенсивная молниевая активность наиболее вероятна при расположении изотермы -10°C выше 1.8 км над поверхностью, слабая молниевая активность происходит при расположении изотермы ниже 1.8 км, и во-

все отсутствует в случае изотермы  $-10^{\circ}\text{C}$  ниже 1.4 км [22; 121]. Высота нулевой изотермы 2 км или менее соответствует промежуточному случаю умеренных значений плотности заряда и молниевой активности.

Дата	Коэффициент заряд-масса для частиц снежной крупы, нКл/г	Коэффициент заряд-масса для частиц снега, нКл/г
2016-05-04	0.06	-0.01
2016-05-12	0.20	-0.05
2016-06-08	0.17	-0.13
2016-06-11	0.55	-0.20
2017-06-21	0.07	-0.01
2017-08-17	0.01	-0.001
2017-10-01	0.01	-0.005
2017-10-10	0.013	-0.003

Таблица 5: Коэффициенты пропорциональности плотности заряда плотности массы для скоплений снежной крупы и снега в облаках, создавших TGE, зарегистрированные в 2016–2017 годах на Станции Арагац.

Проведённый анализ позволяет охарактеризовать распределение заряда в создающих TGE облаках, а потому важен для установления условий и механизмов возникновения TGE, а также для изучения процессов разделения заряда в облаке, приводящих к формированию электрической структуры.

### **3.9 Оценка электрической структуры облака на основе данных о потоке мюонов**

Электрическая структура облаков и её эволюция является собой один из наиболее интригующих вопросов атмосферной физики, побуждая исследователей к поиску новых способов оценки распределения заряда в облаке. В качестве источника информации об электрическом поле в облаке могут быть рассмотрены измерения потока мюонов на поверхности земли. Заряд мюона равен заряду электрона, масса в 207 раз превосходит электронную, поэтому ускорение, обре-

таемое мюоном при движении в электрическом поле, много меньше ускорения электрона в тех же условиях.

В [122] предпринята попытка оценки разности потенциалов, преодоленной мюонами вторичных космических лучей, по их свойствам, измеренным наземными детекторами. Полученные результаты принципиально неверны, потому что основаны на ошибочном предположении о пространственном распределении электрического поля. В рамках рассмотрения [122] было рассчитано только влияние на движение мюона только электрического поля в нижней части облака. Электрическая структура облака предполагалась дипольной, и движение мюона над нижним зарядовым слоем не моделировалось, Рис. 43.

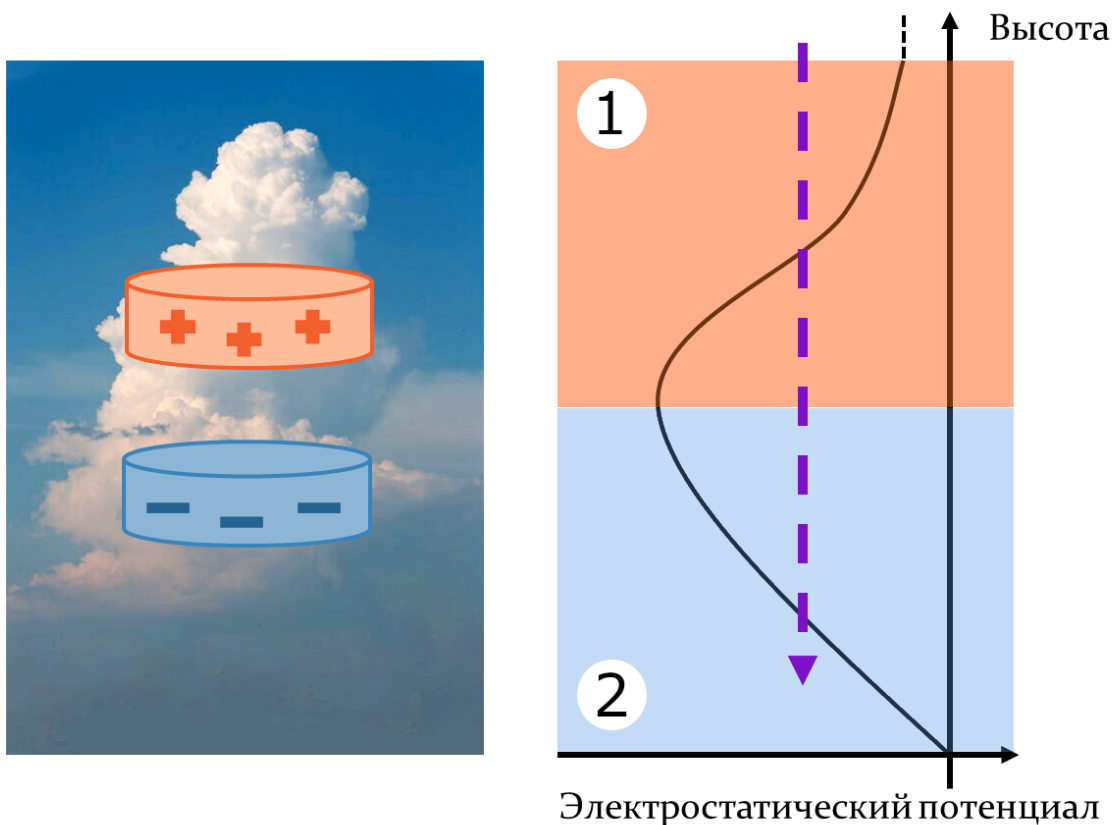


Рис. 43: Распределение потенциала в облаке двухслойной зарядовой структуры, стрелка — направление движения мюонов сквозь облако. В [122] рассмотрено прохождение мюона через область “2”, и проигнорировано влияние области “1”, которую мюон в составе космических лучей преодолел перед попаданием в область “2”.



Некорректное описание электрической структуры облака привело в [122] к неправдоподобно высокой оценке разности потенциалов внутри облака: 1.3 ГВ между 2 км и 8–10 км над уровнем моря. Оценка соответствует средней напряжённости электрического поля около 220 кВ/м, что многократно превосходит максимально достижимое значение напряжённости электрического поля в земной атмосфере (около 1 кВ/м для высоты 10 км) [24], а также максимальное значение напряжённости, когда-либо наблюдавшееся в облаках земной атмосферы [22]. Кроме того, приземная напряжённость электрического поля под облаком в предположении [122] составила бы около 30 кВ/м, что на порядок превосходит измеренное значение, приведённое в этом же исследовании.

Система анализа электрической структуры облаков, описанная в данной главе, позволила показать, что оценка разности потенциалов, приведённая в [122], сильно завышена; а также — оценить заряд облачных слоёв в предположении разности потенциалов 1.3 ГВ между 2 км и 8–10 км н.у.м. [16]. Заряды, создающие такую разность потенциалов, должны превосходить 1100 Кл, что много больше характерного для грозовых облаков значения 5–40 Кл, [22]. На Рис. 44 представлен профиль напряжённости электрического поля в облаке, показывающий существенность области над нижним зарядовым слоем. Профиль поля построен для модели облака, состоящего из двух зарядовых слоёв, распределение заряда в каждом из которых описывается уравнением (1), где  $\rho(r, z)$  — плотность заряда в точке с координатами  $(r, z)$  (цилиндрическая система координат с центром в центре зарядового слоя и вертикальной осью  $z$ ),  $\rho_0$  — плотность заряда в центре слоя,  $z_0$  — вертикальная координата центра слоя,  $\sigma$  — характерный масштаб спада плотности заряда по мере удаления от центра слоя по вертикали,  $\theta(x)$  — функция Хэвисайда,  $R$  — радиус зарядового слоя. График построен для следующих значений параметров: высоты центров нижнего и верхнего слоёв соответственно  $z_l = 5800$  м,  $z_u = 7800$  м; плотности зарядов  $\rho_l = -1.1$  нКл/м<sup>3</sup>,  $\rho_u = 1.1$  нКл/м<sup>3</sup>.

$$\rho(r, z) = \rho_0 \cdot \exp \left[ - \left( \frac{z - z_0}{\sigma} \right)^8 \right] \cdot \theta(R - r), \quad (1)$$

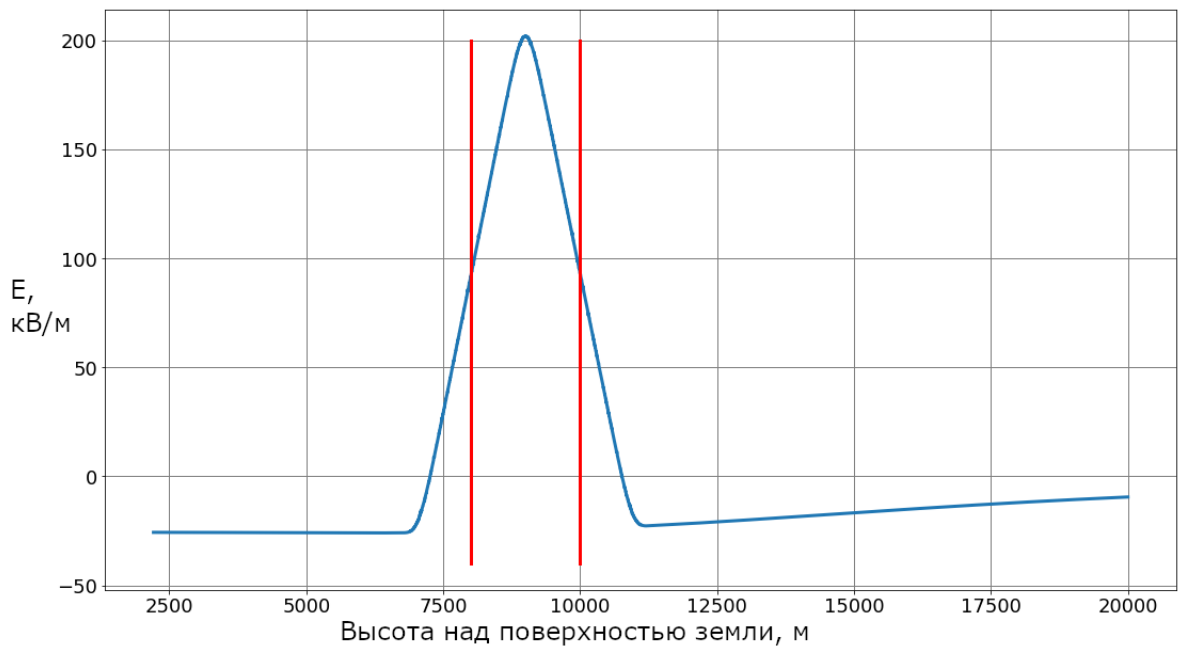


Рис. 44: Высотный профиль напряжённости электрического поля в облаке с двухслойной зарядовой структурой с нижним отрицательным и верхним положительным зарядами, равными по модулю. В каждом из двух слоёв распределение заряда описывается формулой (1). Напряжённость поля рассчитана на оси симметрии облака. Вертикальные красные линии обозначают высоты центров зарядовых слоёв.

Приведённые рассуждения не позволяют оценить заряды слоёв в составе описанного в [122] облака более точно, чем показать их принадлежность интервалам значений, характерным для грозовых облаков в целом. Однако, изложенное рассмотрение показывает несостоятельность оценок, полученных в [122], и показывает неоптимальность использования данных о потоке мюонов для оценки электрической структуры облака, относительно применения сведений о потоке гамма-излучения и энергичных электронов.

### 3.10 Физические свойства облаков, создающих гамма-вспышки земного происхождения

Основной источник информации о метеохарактеристиках гамма-вспышек земного происхождения (TGF) — спутниковые изображения создающих TGF облаков в микроволновом, инфракрасном и оптическом диапазонах. Особое

внимание уделяется вопросу взаимосвязи TGF и молниевой активности, имеющему прямое отношение к определению механизма развития TGF. Далее кратко излагаются основные выводы публикаций за 2010–2019 годы, посвящённых метеорологическим свойствам облаков, создающих TGF.

Поиск отличительных свойств грозовых событий, характерных для TGF, ведётся путём сравнения свойств гроз, сопровождающихся и не сопровождающихся TGF. Основные рассматриваемые характеристики включают строение и динамику конвективной структуры, интенсивность молниевой активности (до, во время и после TGF), содержание в облаке водных частиц разных видов. Сведения о метеорологических свойствах облаков получены из изображений инфракрасного и оптического диапазона, полученных с геостационарных спутников (GOES-9, GOES-10, GOES-12, GMS, Meteosat-5, Meteosat-7, MTSAT), а также по данным спутника Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) на низкой околоземной орбите (изображения микроволнового, оптического и инфракрасного диапазонов; трёхмерное распределение осадков, найденное в результате пассивного зондирования в микроволновом диапазоне). Информация о молниевой активности обеспечивается всемирной системой грозопеленгации World Wide Lightning Location Network (WWLLN) в виде значений времени и координат молниевых разрядов (с погрешностью 5–10 км в зависимости от региона [123]). Молниевый разряд, зарегистрированный WWLLN, считается ассоциированным с обнаруженной спутником TGF, если разность времён существования 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).

Было показано, что распределение событий TGF подобно распределению молниевых вспышек по времени года (преимущественно летом: июнь-июль-август в северном полушарии и декабрь-январь-февраль в южном полушарии), местному солнечному времени (максимумы около 6 и 18 LST) и географическому месту возникновения (в частности, оба явления преимущественно обнаруживаются в атмосфере над сушей и прибрежной зоной) [124], [5], [125]. 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 ещё в полной мере не подтверждено результатами наблюдений потому, что до запуска ASIM в 2018 году (первый аппарат, специально созданный для наблюдения TGF, анализ данных которого лежит за пределами данного исследования) максимальное наклонение орбиты спутника, наблюдающего TGF, составляло  $38.04^\circ$  (RHESSI), что оставляет вне области видимости TGF, возникающие в более высоких широтах.

Из анализа данных о 805 событиях TGF, зарегистрированных спутником RHESSI найдено, что TGF характерны для высоких облаков (13.6–17.3 км) тропических штормов [124]. Геометрические характеристики и состав облаков, создающих TGF, а также корреляции с молниевой активностью, изучены для TGF, ассоциирующихся с молниевыми разрядами, зарегистрированными WWLLN [124] (805 TGF по данным RHESSI), [83] (103 TGF по данным RHESSI), [126] (887 TGF по данным Fermi GBM), [125] (72 TGF по данным AGILE). Анализ, выполненный с учетом данных TRMM и метеорадара, свидетельствует о том, что TGF преимущественно возникают на высотах 11–17 км, что существенно меньше предыдущей оценки в 15–21 км, полученной на основе сравнения наблюдаемых спектров TGF с результатами численного моделирования в ряде работ, включая [127] и [128]. Все приведенные значения являются оценками сверху, потому что обнаружение TGF, которые могут происходить в более низких слоях атмосферы, затруднено по причине существенного поглощения излучения в воздухе. Этим же обстоятельством исследователи объясняют и тот факт, что большинство регистрируемых TGF возникает в верхней части штормовых систем [126]. Вероятность возникновения TGF не обнаруживает зависимости от размера и конвективной мощности грозовой ячейки [124]. Данное наблюдение согласуется с тем, что для генерации гамма-вспышки решающую роль играет вертикальный, а не горизонтальный размер области сильного поля.

TGF развиваются преимущественно в облаках с высоким содержанием воды в жидкой фазе и льда, что показано в [83] на основе рассмотрения 103 грозо-

вых 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 ([124] о TGF над Мозамбикским проливом, [125] о TGF над Индонезией).

Известно, что присутствие воды в жидкой фазе существенно повышает скорость разделения заряда в облаке [114], что способствует быстрому образованию сильного электрического поля. В [126] обнаружено, что минимальная концентрация воды в жидкой фазе в облаке для 24 проанализированных событий TGF составляет  $0.54 \text{ г/м}^3$ , что близко к верхней границе интервала характерных значений содержания концентрации воды в жидкой фазе в облаке  $0.001\text{--}1 \text{ г/м}^3$  [129]. Сведения о значении плотности скоплений водных частиц в создающих TGF облаках относительно скудны, что частично обусловлено сложностью обработки спутниковых данных. Высотные профили плотности скоплений жидких и твёрдых гидрометеоров в облаках, создающих и не создающих TGF могут быть найдены в [83] (все приведённые там значения плотностей занижены в 1000 раз ввиду технической ошибки обработки данных TRRM, о чём стало известно из личной переписки с первым автором).

Фундаментальный вопрос о взаимосвязи TGF и молниевых разрядов подпитывает интерес к временной корреляции этих событий. Так, в [5] на основе анализа данных спутника RHESSI и WWLLN для 619 событий TGF выявлено 51 событие, для каждого из которых точно определена связь с конкретным грозовым событием. Для так выбранных TGF средняя величина промежутка времени между пиком молниевой активности и TGF составляет 38 минут, с очень большим стандартным отклонением в 98 минут. Сопоставление данных спутника AGILE о 72 событиях TGF с информацией о зафиксированных WWLLN молниевых разрядах приводит к выводу, 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 [125]. Пик молниевой активности определён как временно интервал длительностью 10 минут, во

время которого количество молниевых разрядов в радиусе 25 км от рассматриваемой TGF максимально. Таким образом, наиболее часто TGF возникает во время или сразу после пика молниевой активности, что, однако, прямо не свидетельствует о существовании причинно-следственной связи между молниевым разрядом и TGF, потому что типичный интервал между TGF и ассоциированным с ним молниевым разрядом составляет десятки минут, что много больше продолжительности развития обоих явлений. Приведённые выше результаты использования спутниковых данных для изучения TGF охватывают все наиболее существенные обнаруженные закономерности возникновения и развития TGF. Описанные закономерности относительно малочисленны и не обобщены ещё на по различным условиям возникновения и развития феномена ввиду несовершенства измерительной техники и недостаточности ансамбля данных. В частности, открытым остается вопрос взаимовлияния TGF и молниевых разрядов, а значит, и деталей механизма инициации обоих явлений.

Одно из ключевых отличий облаков, создающих TGE и TGF — их высота, оцениваемая как 2–10 км и 13–17 км соответственно. При этом возможно развитие ненаблюдаемых TGE в более высоких облаках, и TGF в более низких облаках, поскольку прохождение через дополнительные слои атмосферы затрудняет регистрацию энергичных частиц оборудованием космических аппаратов и наземных станций. Возможность сравнения строения и структуры облаков, создающих TGE и TGE, ограничена в первую очередь количеством информации о плотности облаков при TGF, что наиболее детально описано в [83]. На основе доступной информации сделан вывод о том, что плотность скоплений твёрдых водных частиц в облаках, создающих TGE и TGF, имеет близкие значения. Концентрация мелких капель воды (облачной влаги) имеет, вероятно, более высокие значения в создающих TGF облаках, что обуславливает более высокую интенсивность процессов разделения заряда. Более развитая зарядовая структура создающих TGF облаков приводит к более высоким значениям напряжённости электрического поля как вблизи поверхности земли, так и внутри облака, и, как следствие, может привести к более интенсивному лавинному размножению электронов и излучению гамма-квантов.

### 3.11 Основные результаты главы

- Путём численного моделирования с помощью модели WRF установлены свойства создающих TGE облаков для нескольких десятков наблюдавшихся на Станции Арагац явлений.
- На примере двух событий TGE (11-06-2016 и 2017-06-21) детально рассмотрены характеристики создавших их облаков: состав и плотность скоплений водных частиц, динамика приземных значений температуры и давления, распределение скорости ветра.
- Рассмотрен процесс образования мелких водных капель в восходящих течениях воздуха над склонами горы. Таким образом показано влияние формы рельефа на формирование структуры облака.
- Для оценки распределения заряда в создающем TGE облаке предложена оригинальная методика, действие которой показано на примере двух событий TGE. По итогам рассмотрения сделан вывод о характерной электрической структуре создающих TGE облаков: характерная плотность заряда  $0.001\text{--}0.1$  нКл/м<sup>3</sup>, плотность заряда на единицу массы:  $0.001\text{--}1$  нКл/г.
- Определена сезонная зависимость свойств создающих TGE облаков. Летние события создаются облаками, состоящими преимущественно из частиц снежной крупы и снега. Облака при зимних TGE сформированы преимущественно частицами снега и льда. Более низкая по модулю напряжённость электрического поля, измеряемая вблизи поверхности земли при зимних событиях, связана с более низкой плотностью заряда в зимних облаках.
- Исследована возможность оценки электрической структуры облака по данным о приземном потоке мюонов.
- В результате сравнения метеохарактеристик облаков, создающих TGE и TGF, показано, что более высокая интенсивность излучения TGF относительно TGE может быть связана с более высокой плотностью заряда и

напряжённостью электрического поля в создающих TGF облаках. Основное отличие метеорологических характеристик TGE и TGF заключается в более высоком содержании облачной влаги в создающих TGF облаках, что благоприятствует процессам разделения заряда.

Материал главы опубликован в работах [12; 13; 19].



## 4 Аналитическое описание лавин убегающих электронов

В данной работе предложено аналитическое описание развития лавины релятивистских убегающих электронов (RREA), в том числе — с учётом обратной связи. Построена модель, включающая процессы, наиболее существенные для развития RREA с обратной связью. Количество рассматриваемых процессов выбрано таким, чтобы, с одной стороны, обеспечить возможность обратной связи, с другой стороны — получить систему уравнений, допускающую аналитическое решение. На основании модели предложена методика оценки параметров электрической структуры облака с использованием данных измерений на поверхности земли. Полученная так оценка распределения заряда в облаке при сравнении с оценкой на основе только приземной динамики поля (описано в предыдущей главе) позволяет охарактеризовать условия развития лавин убегающих электронов.

### 4.1 Процессы взаимодействия частиц при развитии электронных лавин

Разработанное аналитическое описание развития лавин, допускающее возможность рассмотрения обратной связи, представляет собой систему уравнений, моделирующих динамику количества частиц каждого из следующих типов: убегающие электроны (с характерной энергией около 7 МэВ), медленные электроны (энергия от нескольких эВ до 10 кэВ), гамма-кванты, позитроны, положительные и отрицательные ионы. Характеристики процессов взаимодействия частиц, положенные в основу созданной модели, приведены в Таблице 6 и описаны далее.

1. Возникновение быстрых (убегающих) и медленных электронов с частотами  $\nu_f$  и  $\nu_s$  соответственно. Медленные электроны рождаются с частотой  $\nu_s = 10^{12} \text{ с}^{-1}$  на один убегающий электрон [130]. Зависимостью  $\nu_s$  от электрического поля допустимо пренебречь по сравнению с зависимостью  $\nu_f$  от электрического поля (2) [130], [9]. Во всём диапазоне значений возни-

кающего в облаке электрического поля на масштабе более 1 м скорость образования медленными электронами дополнительных медленных электронов путём ионизации относительно мала по сравнению со скоростью “прилипания”, и потому ею допустимо пренебречь [130].

$$\nu_f(E) = \frac{\Pi z n N_0 e^4}{m c} \left( \frac{1}{\epsilon_*} - \frac{1}{\epsilon_f} \right), \quad (2)$$

где  $N_0$  — плотность воздуха на уровне моря,  $\epsilon_*$  и  $\epsilon_f$  — значения энергии электрона, при которых выполняется равенство эффективной силы сопротивления силе действия электрического поля. Для определения явной зависимости частоты возникновения быстрых электронов от напряжённости поля  $\nu_f(E)$  достаточно рассмотреть зависимость  $\epsilon_*$  и  $\epsilon_f$  от напряжённости поля. Оценки для  $\epsilon_*$  и  $\epsilon_f$ , основанные на сведениях из [9], приводят к оценке зависимости частоты возникновения убегающих электронов от напряжённости электрического поля (для надкритического поля):  $\nu_f = 10^2 E/n \text{ с}^{-1}$ , где электрическое поле  $E$  измеряется в кВ/см,  $n$  — плотность воздуха относительно её значения на уровне моря.

2. Быстрые и медленные электроны “прилипают” к нейтральным молекулам, образуя отрицательные ионы с частотой, типичное значение которой для рассматриваемых условий составляет  $\nu_{at} = 10^8 \text{ с}^{-1}$ . Частота рекомбинации, то есть присоединения электронов к положительным ионам, пренебрежимо мала по сравнению с частотой прилипания, так как ионов гораздо меньше, чем нейтральных частиц [23].
3. Быстрые электроны излучают высокоэнергичные кванты с частотой  $\nu_{br}$ . Спектр TGF длится до многих десятков МэВ, следовательно, в грозовых облаках возникают электроны с такими же энергиями, что находится в согласии с моделью обратной связи. Характерная длина, на которой один быстрый электрон излучает квант с энергией более 1 МэВ, была найдена в [23] с помощью моделирования лавин убегающих электронов методом Монте-Карло, и составляет  $310 \cdot n^{-1} \text{ м}$  ( $n$  — плотность воздуха относительно

её значения на уровне моря). Тогда, для характерной скорости убегающих электронов  $0.89 \cdot c$  и высоты над уровнем моря 10 км приведённое значение длины соответствует частоте излучения квантов  $\nu_{br} = 10^6 \text{ с}^{-1}$ .

С вероятностью  $W$  энергичный квант распадается на электрон-позитронную пару. То есть, быстрые электроны “исчезают” с частотой  $\nu_{br}$ , превращаясь в медленные (потеряв энергию при излучении). При распаде кванта получается медленный электрон и позитрон, поэтому результирующая частота образования медленных электронов в этом процессе:  $\nu_{br} \cdot (1 + W)$ . Частота образования позитронов:  $\nu_{br} \cdot W$ .

В среднем каждый убегающий электрон производит  $3 \cdot 10^{-4}$  м позитронов на один метр пройденного им пути [23]. Соответствующая частота генерации позитронов одним быстрым электроном составляет примерно  $10^4 \text{ с}^{-1} = \nu_{br} \cdot W$ , что приводит к оценке  $W = 10^{-2}$ .

4. Позитроны и медленные электроны аннигилируют с частотой  $\nu_{an}$  на один позитрон. Вероятностью аннигиляции позитрона с быстрым электроном можно пренебречь, так как медленных электронов существенно больше, чем быстрых (отношение их количеств лежит в пределах от  $10^3$  до  $10^6$ ) [130]. При аннигиляции образуются гамма-кванты, с вероятностью  $W$  распадающиеся на позитрон и медленный электрон. Согласно приведённым в [131] сведениям о сечении двухфотонной аннигиляции позитрона и быстрого электрона, длина свободного пробега позитрона относительно данного процесса составляет примерно  $10^{22}$  м. Аналогично, длина свободного пробега позитрона относительно процесса аннигиляции позитрона на медленном электроном —  $0.5 \cdot 10^{14}$  м.

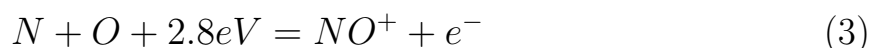
Длина свободного пробега позитрона в лавине относительно процессов взаимодействия с атомами составляет примерно  $10^3$  м, [23], [131]. Следовательно, частота аннигиляции позитрона со свободным электроном пренебрежимо мала по сравнению с частотой аннигиляции позитрона и атомного электронах:  $\nu_{an} = 3 \cdot 10^5 \text{ с}^{-1}$

5. Позитроны способны испытывать рассеяние на атомных электронах с частотой  $\nu_{bs}$  на один позитрон (Bhabha scattering) [127], [132]. В результате взаимодействия позитрон теряет энергию, атомный электрон становится свободным и может стать убегающим. Вероятность рассеяния позитрона на свободном электроне пренебрежимо мала, потому что свободных электронов много меньше, чем молекул воздуха. В нерелятивистском случае выражение для сечения рассеяния сводится к формуле Резерфорда [28]. Возможность рассеяния Bhabha под любым углом и зависимость частоты от параметров системы приводит к отсутствию универсальной количественной характеристики вклада процессов с участием позитронов в развитие лавин. Рассеяние наиболее вероятно под малым углом, при этом коэффициент  $\nu_{bs}$  учитывает эффективность разворота результирующего электрона против электрического поля. Из численного моделирования известно, что средняя длина пробега позитрона до создания убегающего электрона составляет около 100 м, то есть  $\nu_{bs} \approx 10^6 \text{ с}^{-1}$  (оценка для высоты 10 км и напряжённости электрического поля 200 кВ/м).
6. Фотоэффект и эффект Комптона в рамках данного рассмотрения описываются одной характеристикой: эффективной “суммарной” частотой  $\nu_c$ , что допустимо по следующей причине. Фотоэффект состоит в том, что фотон целиком поглощается атомом, а один из электронов атомной оболочки выбрасывается за пределы атома. Так уменьшается количество энергичных фотонов и увеличивается количество убегающих электронов. При эффекте Комптона энергичный квант рассеивается на атомном электроны, делая его свободным (и, возможно, убегающим), фотон при этом теряет большую часть энергии. Следовательно, в результате такого процесса появляется убегающий электрон, а фотон становится недостаточно энергичным для участия в существенных для модели процессах.

Сечение комptonовского рассеяния в расчёте на один электрон не зависит от атомного номера вещества. Сечение фотоэффекта пропорционально атомному номеру вещества (так как в легких элементах электроны связаны

кулоновскими силами ядра слабее, чем в тяжелых). В тяжелых веществах фотоэффект является главной причиной поглощения мягких фотонов. Сечение рассеяния Комптона (фотона на свободном электроне) описывается формулой Клейна-Нишины. Формула может быть применена для рассеяния фотонов на атомных электронах, потому что типичная энергия фотона 10 МэВ сильно превосходит энергию отрыва электрона от атома. Частотой рассеяния фотона на свободных электронах можно пренебречь, так как их концентрации много меньше концентрации атомов. Частота рассеяния фотона с энергией около 10 МэВ на атомном электроне составляет примерно  $\nu_c = 5 \cdot 10^4 \text{ с}^{-1}$ .

7. Новые медленные электроны образуются путём отлипания от отрицательных ионов с частотой  $\nu_{det} = 3 \cdot 10^{-18} \cdot N_0 \text{ с}^{-1}$  на один ион ( $N_0$  - концентрация нейтральных частиц на данной высоте) [133]. Гидратированные ионы не включены в число  $N_-$ , потому что отсоединение электрона происходит преимущественно после отсоединения всех молекул воды от комплекса [134].
8. В процессе ассоциативной ионизации — образование молекулярного иона и медленного электрона из двух свободных нейтральных атомов с поглощением энергии (3):



Константа скорости реакции ассоциативной рекомбинации составляет  $k_{N+O} = 5 \cdot 10^{-11} T^{-1/2} \exp^{-32500/T(K)} \text{ см}^3/\text{с}$  [134]. Энергия связи, выделяющаяся при объединении атомов в молекулу, затрачивается на отрыв электрона. Часто реакция протекает с участием возбуждённых атомов.

9. При рекомбинации электронов с положительными ионами, не сопровождаемой другими процессами (в частности, ионизацией), скорость убыли количества электронов равняется скорости убыли количества положительных ионов. Наиболее быстро протекающей разновидностью электрон-ионной

рекомбинации является диссоциативная рекомбинация, идущая по схеме (4) и приводящая к динамике количества электронов (5) с коэффициентом диссоциативной рекомбинации  $\beta_{dis} \approx 10^{-7} \text{ см/с}^3$ ,  $\beta_{dis} \propto T^{-1/2}$  [134].



$$\frac{\partial}{\partial t} N_s = \nu_{det} N_- - \beta_{dis} N_s^2 \quad (5)$$

10. Ион-ионная рекомбинация приводит к уменьшению количества положительных и отрицательных ионов, что наиболее существенно в случае быстрого прилипания медленных электронов с образованием отрицательных ионов [134]:



Коэффициент реакции (6)  $\beta_{ii}$  равен примерно  $10^{-7} - 10^{-6} \text{ см/с}^3$ ; причём максимальное значение в воздухе (примерно  $2.2 \cdot 10^{-6} \text{ см/с}^3$  для простых ионов) достигается при давлении, близком к атмосферному.

11. (Взаимо)преобразования ионов, атомов и молекул (в том числе — переход в возбуждённые состояния и обратно) — не меняют количества частиц, описываемых системой уравнений динамики. Влияют на значения коэффициентов в системе уравнений.
12. Медленные электроны и ионы считаются неподвижными, так как их скорости много меньше скоростей убегающих электронов и позитронов. Скорость убегающих электронов  $v = 0.89 \cdot c$  почти не зависит от напряжённости электрического поля, если она достаточна для убегания. Скорость позитронов близка к скорости света, так как они не испытывают лавинного размножения [23].

Таблица 7 описывает соотношение величин частот процессов, перечисленных в Таблице 6.

Тип частиц	Возникновение	Исчезновение
Убегающие электроны	Ионизация $\nu_f = \nu_f(E)$	Прилипание $\nu_{at} = 10^8 \text{ c}^{-1}$
	Рассеяние $e^+$ на атомном $e^-$ $\nu_{bs} 10^6 \text{ c}^{-1}$	Тормозное излучение $\nu_{br} = 10^6 \text{ c}^{-1}$
	Эффект Комптона $\nu_c = 5 \cdot 10^4 \text{ c}^{-1}$	
Медленные электроны	Ионизация $\nu_s = 10^{12} \text{ c}^{-1}$	Прилипание $\nu_{at} = 10^8 \text{ c}^{-1}$
	Тормозное излучение $\nu_{br} = 10^6 \text{ c}^{-1}$	Аннигиляция $\nu_{an} = 10^5 \text{ c}^{-1}$
	Образование $e^+e^-$ пар $\nu_{pp} = 10^4 \text{ c}^{-1}$	
Позитроны	Образование $e^+e^-$ пар $\nu_{pp} = 10^4 \text{ c}^{-1}$	Аннигиляция $\nu_{an} = 10^5 \text{ c}^{-1}$
Фотоны	Тормозное излучение $\nu_{br} = 10^6 \text{ c}^{-1}$	Образование $e^+e^-$ пар $\nu_{pp} = 10^4 \text{ c}^{-1}$
	Аннигиляция $\nu_{an} = 10^5 \text{ c}^{-1}$	Эффект Комптона $\nu_c = 5 \cdot 10^4 \text{ c}^{-1}$
Положительные ионы	Ионизация $\nu_f = \nu_f(E)$	
	Аннигиляция $\nu_{an} = 10^5 \text{ c}^{-1}$	
	Рассеяние $e^+$ на атомном $e^-$ $\nu_{bs} 10^6 \text{ c}^{-1}$	
	Эффект Комптона $\nu_c = 5 \cdot 10^4 \text{ c}^{-1}$	
Отрицательные ионы	Прилипание $\nu_{at} = 10^8 \text{ c}^{-1}$	

Таблица 6: Основные процессы, приводящие к изменению частиц различных типов в рамках механизма разряда с релятивистской обратной связью.

	$\nu_s$	$\nu_{at}$	$\nu_{br}, \nu_{bs}$	$\nu_{an}$	$\nu_c$	$\nu_{pp}$
$\nu, \text{ s}^{-1}$	$10^{12}$	$10^8$	$10^6$	$10^5$	$5 \cdot 10^4$	$10^4$

Таблица 7: Соотношение частот процессов в составе механизма лавин.

## 4.2 Аналитическое описание механизма лавин релятивистских убегающих электронов

Описание динамики частиц всей совокупности частиц каждого из типов без разбиения по значениям энергии составляет квазигидродинамический подход, применение которого предшествует использованию кинетического подхода, что в общих чертах повторяет исторический путь исследования модели RREA. Кинетическое описание модели обратной связи тем более затруднено, что, в отличие от RREA, обратная связь содержит гораздо более сложные и многочисленные эффекты.

Настоящее рассмотрение стало возможно благодаря использованию значений параметров, найденных в расчётах методом Монте-Карло [23], [127], недо-

статком которых является отсутствие наглядной интерпретации и невозможность составления законченной физической картины явления. Качественное представление о развитии лавины без эффекта обратной связи может быть получено из системы уравнений, учитывающей только возникновение быстрых и медленных электронов в результате ионизации:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t} N_f + c \frac{\partial}{\partial x} N_f = \nu_f N_f \\ \frac{\partial}{\partial t} N_s = \nu_s N_f \\ \frac{\partial}{\partial t} N_i = (\nu_f + \nu_s) N_f \\ \frac{\partial}{\partial x} E = 4\pi e (N_f + N_s - N_i) \end{cases} \quad (7)$$

Модельные начальные условия определяют заданные значения концентраций убегающих и медленных электронов в начальный момент времени, а также значение напряжённости электрического поля на бесконечном удалении от рассматриваемой области. Тогда система имеет решение, для которого зависимости количества частиц от координаты вдоль электрического поля представлены на Рис. 45 (количество медленных электронов превосходит количество быстрых примерно на четыре порядка, поэтому для наглядности кривые построены не в масштабе друг относительно друга). Как видно из графика на Рис. 45, уже в рамках простейшей модели может быть получено качественное представление о зависимости количества частиц от координаты: область, покинутая лавиной быстрых электронов, занята шлейфом из медленных электронов и положительных ионов.



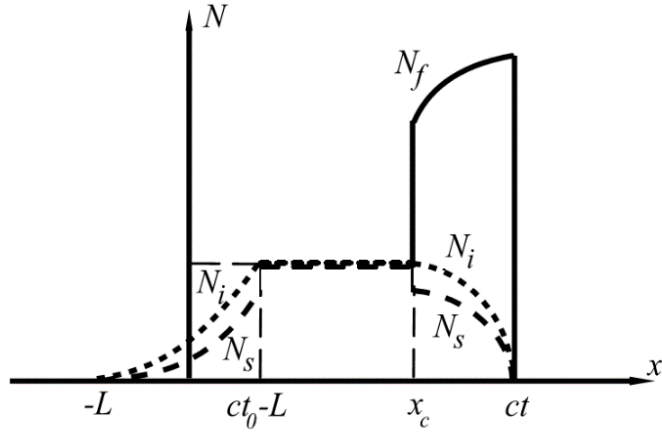


Рис. 45: Зависимость количества позитронов, убегающих и медленных электронов от координаты вдоль лавины (график не в масштабе).

Простейшая постановка задачи содержит уравнение

$$\frac{\partial F}{\partial z} + \frac{1}{v} \frac{\partial F}{\partial t} = \frac{1}{\lambda_{RREA}} F + N(t, z), \quad (8)$$

где  $N$  — количество убегающих электронов,  $F$  — функция источника,  $v$  — скорость убегающих электронов,  $\nu_f$  — частота размножения убегающих электронов.

Один из вариантов начальных условий, для которых задача имеет аналитическое решение — случай, когда критическое электрическое резко “включается” с нулевого до заданного значения. Тогда убегающих электронов исходно не было, при этом динамика их концентрации имеет следующий вид:

$$F(t, z)|_{t=t_0} = 0 \quad (9)$$

Граничные условия соответствуют тому, что убегающие электроны не попадают внутрь ячейки из областей за её пределами:

$$F(t, z)|_{z=z_0} = 0 \quad (10)$$

Два вида модельных источника, при которых задачу удобно рассматривать аналитически — точечный источник в начале ячейки, расномерно распределённый по ячейке источник.

Точечный источник в начале ячейки описывается соотношением  $N(t, z) = N \cdot \delta(z - z_0)$ . Соответствующее решение для динамики концентрации убегающих электронов имеет вид:

$$F(z, t, z_0) = N e^{\frac{v}{v}(z-z_0)} S\left(\frac{z-z_0}{v}\right) S\left(t - \frac{z-z_0}{v}\right) \quad (11)$$

Источник, равномерно распределённый вдоль ячейки, соответствует условию  $N(t, z) = N$ . Приближение применимо для относительно тонкого слоя воздуха и моделирует равномерное распределение космических лучей в нём. Решение имеет вид

$$F(z, t) = N \lambda_{RREA} S(L - z) S(z) \left[ (e^{\nu t} - 1) S(z - \nu t) + (e^{\frac{z}{\lambda_{RREA}}} - 1) S(\nu t - z) \right] \quad (12)$$

Функции  $S(L - z)$  и  $S(z - \nu t)$  соответствуют условию развития лавин только внутри области сильного поля. (12) описывает замедляющийся экспоненциальный рост количества убегающих электронов в результате развития лавин, созданных равномерно распределёнными исходными частицами.

### 4.3 Аналитическое описание развития лавин релятивистских электронов с учётом обратной связи

В рамках модели RREA с учётом обратной связи создано аналитическое и численное описание динамики лавин энергичных частиц в области с однородным электрическим полем.

С учётом вышеперечисленных предположений исследуемая система уравнений имеет вид:

$$\left\{ \begin{array}{l}
\frac{\partial}{\partial t} N_f = (\nu_f - \nu_{at} - \nu_{br}) N_f + \nu_{bs} N_p + \nu_c N_\gamma - v \frac{\partial}{\partial x} N_f \\
\frac{\partial}{\partial t} N_s = (\nu_s + \nu_{br}(1 + W)) N_f - \nu_{at} N_s + \nu_{an} W N_p \\
\frac{\partial}{\partial t} N_p = \nu_{br} W N_f - \nu_{an}(1 - W) N_p + c \frac{\partial}{\partial x} N_p \\
\frac{\partial}{\partial t} N_\gamma = (\nu_{br} N_f + \nu_{an} N_p)(1 - W) - \nu_c N_\gamma - c \frac{\partial}{\partial x} N_f \\
\frac{\partial}{\partial t} N_{i+} = (\nu_f + \nu_s) N_f + (\nu_{an} + \nu_{bs}) N_p + \nu_c N_\gamma \\
\frac{\partial}{\partial t} N_{i-} = \nu_{at} N_f + \nu_{at} N_s \\
\frac{\partial}{\partial x} E = 4\pi e (N_f + N_s + N_{i-} - N_{i+} - N_p)
\end{array} \right. \quad (13)$$

Система описывает все основные процессы, обеспечивающие релятивистскую обратную связь, а потому имеет решения, соответствующие всем возможным её режимам. Далее рассмотрено решение системы в тривиальном предположении о пространственном распределении частиц лавины (для оценки соотношения количества частиц различных типов), а также решение, соответствующее экспоненциальному нарастанию частиц с координатой вдоль лавины, представляющее собой простейшее описание динамики лавинного размножения.

С учётом приведённых в Таблице 6 соотношений сделаны допущения, упрощающие вид системы уравнений:

$$\left\{ \begin{array}{l}
\frac{\partial}{\partial t} N_f = (\nu_f - \nu_{at}) N_f + \nu_{bs} N_p + \nu_c N_\gamma - v \frac{\partial}{\partial x} N_f \\
\frac{\partial}{\partial t} N_s = \nu_s N_f - \nu_{at} N_s + \nu_{an} W N_p \\
\frac{\partial}{\partial t} N_p = \nu_{br} W N_f - \nu_{an} N_p + c \frac{\partial}{\partial x} N_p \\
\frac{\partial}{\partial t} N_\gamma = (\nu_{br} N_f + \nu_{an} N_p) - \nu_c N_\gamma - c \frac{\partial}{\partial x} N_f \\
\frac{\partial}{\partial t} N_{i+} = (\nu_f + \nu_s) N_f + (\nu_{an} + \nu_{bs}) N_p + \nu_c N_\gamma \\
\frac{\partial}{\partial t} N_{i-} = \nu_{at} N_s \\
\frac{\partial}{\partial x} E = 4\pi e (N_s + N_{i-} - N_{i+})
\end{array} \right. \quad (14)$$

### 4.3.1 Однородное решение

Уравнения предложенной системы линейны по концентрациям частиц, поэтому вид пространственного распределения частиц не принципиален для оценки соотношения количеств частиц различных типов. По этой причине для оценки отношения численности убегающих электронов, медленных электронов, позитронов и фотонов удобно рассмотреть область, пространственная протяжённость которой вдоль лавины много меньше длины лавины. Тогда концентрацию всех частиц можно считать в рассматриваемой области однородной. Упрощающее предположение о постоянстве во времени количества частиц соответствует “установившемуся” режиму развития лавин с релятивистской обратной связью. Соответствующее однородное квазистационарное решение системы (13), соответствующее неизменной во времени концентрации частиц, имеет следующий вид:

$$\begin{cases} N_s = N_f \frac{1}{\nu_{at}} \left( \nu_s + \frac{\nu_{br}}{(1-W)} \right) \\ N_p = N_f \frac{\nu_{br} W}{\nu_{an}(1-W)} \\ N_\gamma = N_f \frac{\nu_{br}}{\nu_c} \end{cases} \quad (15)$$

Решение (15) описывает квазистационарный однородный режим, при котором постоянство концентрации каждого типа частиц обеспечивается взаимной компенсацией процессов их появления и исчезновения, поэтому, в частности, в области применимости соотношений (15) знаменатели не обращаются в ноль. В предположении  $N_{i-} = N_+$  описание распределения электрического поля принимает вид:

$$\frac{\partial}{\partial x} E = 4\pi e N_f \left( 1 + \frac{(\nu_s + \nu_{br}(1+W))}{\nu_{at}} + \frac{\nu_{br} W^2}{\nu_{at}(1-W) - c/\lambda} \right) \quad (16)$$

Значения частот основных процессов, приведённые в таблице 6, приводят к выводу, что вклады в вертикальную компоненту производной напряжённости поля от медленных электронов и убегающих электронов соотносятся как  $10^4 : 1$  — абсолютно преобладающим оказывается вклад, обусловленный медленными электронами:

$$\frac{\partial}{\partial x} E = 4\pi e N_f \left( \frac{\nu_s}{\nu_{at}} \right) \quad (17)$$

Поскольку вклад в производную поля каждой компоненты пропорционален количеству частиц этой компоненты, отношение количеств частиц различных типов равно отношению их вкладов в производную поля. Полученный вывод находится в хорошем количественном согласии с [130], где отмечено, что медленных электронов примерно в  $10^4$  раз больше, чем быстрых. Также из найденного соотношения следует, что в лавине позитронов примерно в десять раз меньше, чем быстрых электронов. Предположение о существовании устойчивой структуры электрического поля, при которой токи зарядки компенсируются токами лавин, основано на факте наблюдения гамма-излучения грозовых облаков и высказано в [28].

### 4.3.2 Режим самоподдержания лавин

Лавинное размножение приводит к экспоненциальному нарастанию количества частиц лавины по времени и по координате вдоль лавины [9], [24] на масштабе  $\lambda$ , определяемом напряжённостью электрического поля в области лавины [23]. Поэтому решение системы (13), описывающее режим экспоненциального размножения частиц, получается при задании экспоненциального закона изменения концентрации с координатой:

$$N_f = N_{f0} \cdot e^{\frac{x}{\lambda}}, N_p = N_{p0} \cdot e^{\frac{x}{\lambda}}, N_\gamma = N_{\gamma0} \cdot e^{\frac{x}{\lambda}}, \lambda = \frac{7300 \text{ кВ}}{|E - E_d|}, E_d = 276 \text{ кВ/м} \times \text{п.}$$

Квазистационарное решение системы (13) описывает режим самоподдержания лавин:

$$\begin{cases} N_s = N_f \frac{1}{\nu_{at}} \left( \nu_s + \nu_{br}(1 + W) + \frac{\nu_{an}\nu_{br}W^2}{\nu_{an}(1-W) - c/\lambda} \right) \\ N_p = N_f \frac{\nu_{br}W}{\nu_{an}(1-W) - c/\lambda} \\ N_\gamma = \frac{N_f}{\nu_c} \left[ \nu_{br}(1 - W) - c/\lambda + \frac{\nu_{br}W\nu_{an}(1-W)}{\nu_{an}(1-W) - c/\lambda} \right] \end{cases} \quad (18)$$

Решение (18), как и (15), описывает квазистационарный режим, возможный при взаимной компенсации процессов возникновения и исчезновения частиц, что обеспечивает ограниченность и знакопостоянство количества частиц,

задаваемого соотношениями (18). Зависимость отношения количества гамма-квантов к количеству быстрых электронов от напряжённости поля приведена на Рис. 46. При напряжённости электрического поля более 10 кВ/м в интересующем диапазоне отношение количеств фотонов и убегающих электронов близко к единице. Найденное соотношение может быть удобно для интерпретации результатов наблюдений при наличии сведений о потоке частиц только одного из двух упомянутых типов.

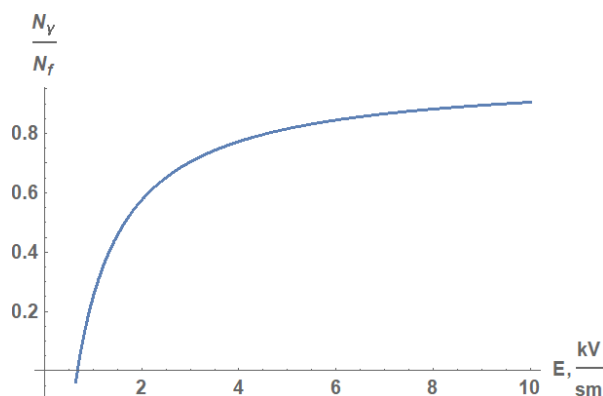


Рис. 46: Зависимость количества гамма-квантов (относительно количества быстрых электронов) от напряжённости поля.

#### 4.4 Оценка проводимости области облака, содержащей лавины

Как показано выше, развитие лавин убегающих электронов в облаке приводит к образованию свободных электронов, что может способствовать инициации молниевых разрядов.

В условиях хорошей погоды концентрация ионов в атмосферном воздухе на высоте более 1 км над уровнем моря определяется в основном космическими лучами [22]. Уровень ионизации зависит от магнитной широты и солнечной активности. На уровне моря электрическая проводимость воздуха составляет примерно  $10^{-14}$  См/м и быстро возрастает с высотой. На высоте 35 км, где плотность воздуха составляет около 1% от значения на уровне моря, электрическая проводимость превосходит  $10^{-11}$  См/м, более чем на три порядка превышая проводимость на уровне моря.

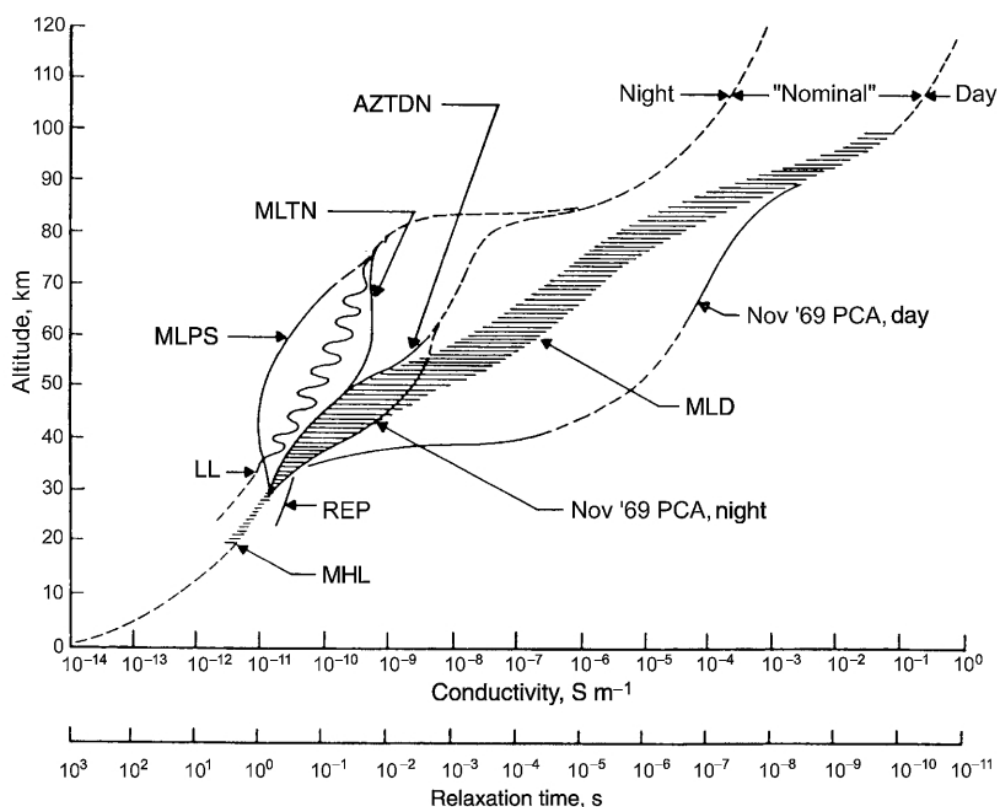


Рис. 47: Зависимость проводимости атмосферного воздуха от высоты над уровнем моря, [22]

Размер области с высокой проводимостью напрямую определяет длину канала, в котором может произойти разряд. Мелкомасштабные флуктуации проводимости обуславливают возникновение сильно локализованных каналов, неспособных развиться в молниевый. Для формирования продолговатых плазменных образований длиной около 10 м требуется достижение проводимостью в области того же размера значения около  $10^{-4}$  См/м, [135]). В результате поляризации плазменных образований на их концах напряжённость поля может возрасти до значения  $E_{cb} = 3 \cdot 10^6 \times n$  (conventional breakdown field), необходимого для обыкновенного пробоя, соответствующего равенству частот возникновения и исчезновения свободных электронов.  $E_{cb}$  на порядок превосходит максимальное значение электрического поля, измеренного в облаке, оставаясь возможно достижимым на масштабах до 1 м, что меньше пространственного разрешения, обеспечиваемого зондовыми измерениями.

Плотность медленных электронов сильно превосходит плотность быстрых

электронов, поэтому изменение проводимости определяется именно количеством медленных электронов. Остаётся открытым вопрос возможности возникновения в результате развития лавин достаточного количества медленных электронов для формирования плазменного образования [130], что требует новых исследований возмущения проводимости при развитии электронных лавин. В разделе приведена количественная оценка увеличения проводимости воздуха в области лавин и электрического тока, переносимого лавинами.

Угол раствора конуса, в котором распространяются частицы лавины, может достигать  $25^\circ$  [23]. Тогда характерный латеральный размер лавины длиной 1 км у её конца составляет примерно 900 м. Типичное количество убегающих электронов в лавине:  $N_f = 10^6$  [7; 8; 136], медленных:  $N_s = 10^{10}$ , соответствующее значение плотности концентрации электронов в лавине:  $\rho_s = 10^2 \text{ м}^{-1}$ . Проводимость области лавин описывается формулой  $\sigma = \frac{\rho \cdot e^2}{m \cdot \nu_{at}}$  и примерно равняется  $10^{-14} \text{ См/м}$ , что близко к типичной проводимости в облаке, в зависимости от влажности и других условий принимающей значения в диапазоне  $10^{-16} - 10^{-12} \text{ См/м}$ .

Плотность электрического тока одной лавины при электрическом поле  $E_{th}$  принимает значение  $j = \sigma \cdot E = 10^{-9} \text{ А} \cdot \text{м}^{-2}$ . При латеральном размере лавины 1 км полный ток, переносимый одной лавиной, равен  $I = 10^{-3} \text{ А}$ . Суммарное количество лавин, одновременно существующих в одном облаке, имеет порядок  $10^4 - 10^{13}$  [136]. Поэтому всегда существуют лавины, отстоящие друг от друга меньше, чем на размер латеральный размер лавины в её конце. В зависимости от взаиморасположения лавин найденное значение проводимости, характеризующее область существования одной лавины, может приводить к достижению значением проводимости величины до  $10^{-4} \text{ См/м}$ , так как латеральный размер лавины в её конце (то есть наиболее широком месте) превышает радиус облака не более, чем на порядок. Таким образом, изменение проводимости в облаке в результате развития лавин релятивистских убегающих электронов может достигать десяти порядков в конце области существования лавин (то есть, области сильного поля). В зависимости от распределения заряда в облаке, конец лавины может быть расположен в произвольной его части.



Возмущение проводимости имеет прямое влияние на вероятность инициации молниевых разрядов. Найденное значение силы тока совокупности лавин сопоставимо с силой тока молниевых разрядов, влияние обоих процессов формирует динамику зарядовой структуры облака.

## 4.5 Оценка свойств области развития лавин убегающих электронов

TGE создаётся лавиной электронов, распространяющейся вниз. Движение электронов будет ускоренным по направлению к земле, если происходит в направленном вверх электрическом поле. Простейшее распределение заряда в облаке, способное обеспечить развитие нисходящих электронных лавин — дипольное распределение с нижним положительным и верхним отрицательным зарядом. Дипольная модель зарядовой структуры создающего TGE облака находится в согласии с измеренной динамикой приземной напряжённости электрического поля. Весь последующий анализ подразумевает двухслойную зарядовую структуру облака, как достаточную для развития явления и согласующуюся с наблюдательными данными. Рассматриваются создающие TGE электронные лавины, формирующиеся в области сильного поля, созданного нижним положительным и верхним отрицательным зарядом. Здесь и далее электрическое поле называется сильным, если его напряжённость достаточна для развития лавин убегающих электронов.

### 4.5.1 Распределение заряда в создающем TGE облаке

Неоднородность распределения заряда в облаке учтена при сохранении простоты двухслойной осесимметричной модели. Зависимость плотности заряда от координаты внутри зарядового слоя облака задано в виде (19):

$$\rho(r, z) = \rho_0 \cdot \exp \left[ - \left( \frac{z - z_0}{\sigma} \right)^8 \right] \cdot \theta(R - r), \quad (19)$$

где  $\rho(r, z)$  — плотность заряда в точке с координатами  $(r, z)$  (цилиндрической системы координат с центром в центре зарядового слоя и вертикальной осью  $z$ ),  $\rho_0$  — плотность заряда в центре слоя,  $z_0$  — вертикальная координата

центра слоя,  $\sigma$  — характеристика скорости спадания плотности заряда по мере удаления от центра слоя,  $\theta(x)$  — функция Хэвисайда,  $R$  — радиус зарядового слоя.

Пространственное распределение плотности заряда (19), а также профиль напряжённости электрического поля в облаке, где плотность заряда в каждом из двух слоёв описывается выражением (19), представлены на Рис. 48. Отрицательным высотам над поверхностью земли соответствуют “заряды-отражения”, применённые для вычисления распределения напряжённости электрического поля в приближении идеально проводящей земли. Корректность приближения обусловлена отличием средней электрической проводимости Земли (около  $10^{-3}$  См/м) от проводимости атмосферного воздуха ( $10^{-14} - 10^{-12}$  См/м в зависимости от высоты) на 9–11 порядков [22]. Для иллюстрации распределения заряда и поля в облаке выбрана структура с параметрами, соответствующими событию TGE 21 июня 2017 года. Процесс анализа, приводящий к восстановлению структуры, показанной на Рис. 48, приведён в разделе “Электрическая структура облака TGE 2017-06-21”, после изложения методики восстановления. Полученные выводы находятся в согласии с оценками количества частиц в составе электронных лавин, полученными путём численного моделирования с участием автора и описанными в исследовании [137], материал которого не включён в данную работу.

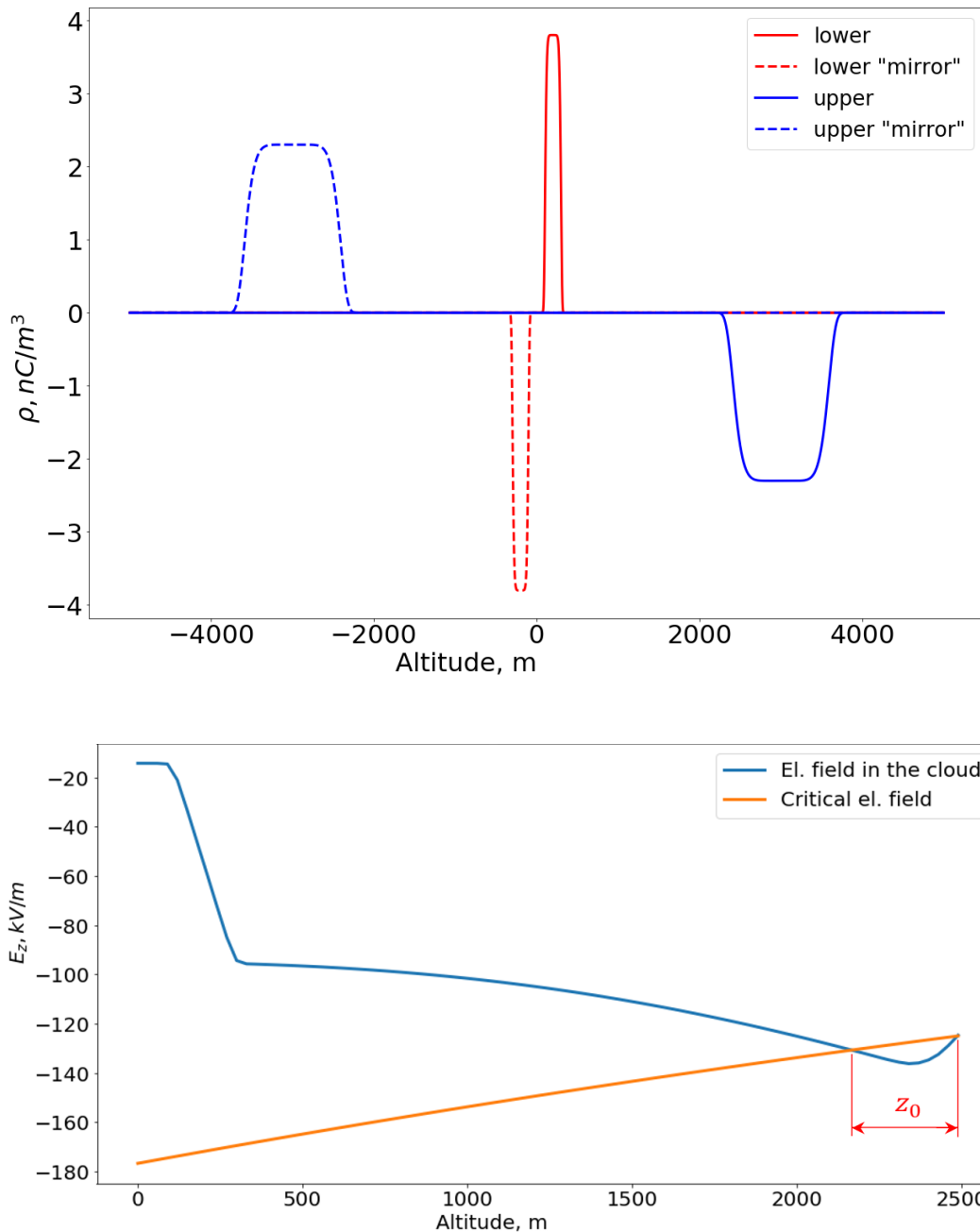


Рис. 48: Высотные профили плотности заряда и напряжённости электрического поля в облаке из двух слоёв с распределением заряда (19) каждый. Параметры нижнего (l) и верхнего (u) слоёв:  $\rho_l = 3.8$  нКл/м<sup>3</sup>,  $\sigma_l = 100$  м,  $R_l = 2000$  м,  $\rho_u = -2.1$  нКл/м<sup>3</sup>,  $\sigma_u = 100$  м,  $R_u = 3000$  м.

#### 4.5.2 Модель электронных лавин и её следствие

Развитие электронной лавины в области однородного электрического поля допускает аналитическое описание [2]. Выражение для объёмной плотности убегающих электронов (с энергией около 7 МэВ) в конце лавины (то есть в конце

области сильного поля) имеет следующий вид [2]:

$$\vec{J}_{re}(x, y, z = 0, t) = -ev \cdot \exp \left[ \frac{z_0^2}{2 \cdot 7.3 \cdot MV} \left| \frac{dE}{dz} \right| \right] \quad (20)$$

где  $z_0$  — длина лавины, ( $z = 0$ ) — вертикальная координата конца лавины,  $\left| \frac{dE}{dz} \right|$  — модуль производной вертикальной компоненты электрического поля по вертикальной координате в конце лавины.

Выражение (20) получено путём представления зависимости электрического поля от координаты вблизи конца лавины в ряд Тейлора до члена первого порядка включительно по расстоянию до конца лавины, то есть в предположении линейности зависимости электрического поля от вертикальной координаты вблизи конца лавины. Представленная на Рис. 48 зависимость электрического поля от вертикальной координаты для облака двухслойной структуры может быть приближена функцией, линейной на каждом из четырёх промежутков монотонности, что соответствует замене значения производной поля в конце лавины на её значение в области лавины.

Соотношение (20) может быть преобразовано к виду:

$$I = \exp \left[ \frac{z_0^2}{2 \cdot 7.3 \cdot MV} \left| \frac{dE}{dz} \right| \right] \quad (21)$$

где  $I$  — увеличение потока убегающих электронов в единицу времени относительно фонового значения. Приземное значение потока фотонов пропорционально значению потока быстрых электронов [2], поэтому в качестве  $I$  может быть использовано также относительное значение приземного потока фотонов. Примечательно, что соотношение (21) связывает вариацию приземного потока энергичных частиц с двумя характеристиками профиля электрического поля (длина лавины и вертикальная производная поля), которых оказывается достаточно для рассмотрения эволюции лавины энергичных частиц в рамках модели RREA и в принятом предположении о распределении заряда в облаке, что существенно ближе к реально существующему профилю поля, чем однородное или линейное распределение, рассматриваемое в подавляющем большинстве исследований, посвящённых аналитическому и численному описанию эволюции

потоков энергичных частиц в грозовых облаках.

Зависимость двух искомых величин (плотности зарядов двух слоёв) от известных параметров (приземные значения напряжённости электрического поля и потока частиц) определяется соотношением (21). Геометрические характеристики облака, необходимые для оценки профиля электрического поля, оцениваются путём совокупного анализа результатов симуляции состояния атмосферы с помощью модели WRF.

### 4.5.3 Алгоритм оценки распределения заряда в облаке

На основе изложенных рассуждений оценка плотности заряда слоёв исследуемого облака производится следующим образом:

- Определение геометрических характеристик и взаиморасположения заряженных слоёв облака путём численного моделирования с помощью WRF
- Расчёт высотного профиля напряжённости электрического поля над местом наблюдения в момент увеличения потока частиц, для широкого диапазона плотностей заряда обоих слоёв
- Определение диапазона значений плотности заряда обоих слоёв, обеспечивающего наблюдаемое значение приземного электрического поля
- Нахождение относительного увеличения приземного потока энергичных частиц в результате развития электронных лавин в профиле поля, по формуле (21).
- Определение диапазона значений плотности заряда обоих слоёв, соответствующего найденному значению изменения потока энергичных частиц
- Определение искомого диапазона значений плотности заряда обоих слоёв как пересечения диапазонов значений плотности заряда, соответствующих измеренному значению электрического поля и потока энергичных частиц

#### 4.5.4 Оценка свойств облака, создавшего TGE 2017-06-21

На Рис. 31 представлена динамика измеренных приземных значений электрического поля и потока энергичных частиц. Возмущение обеих величин происходит около 20:50 UT. Максимальное значение приземной напряжённости электрического поля (при усреднении динамики по 10 минут) составляет  $-6$  кВ/м, приземный поток энергичных частиц на 3% превосходит фоновое значение, что соответствует  $I = 1.03$  в соотношении (21).

Увеличение приземного потока энергичных частиц наблюдается при направленном вверх электрическом поле (соответствует отрицательному значению), что косвенно свидетельствует о близости области развития электронных лавин к поверхности земли: в обеих областях поле направлено одинаково. Найденное путём моделирования с помощью WRF распределение облачных частиц во время наблюдения TGE изображено на Рис. 49: облако образовано нижним слоем частиц снежной крупы и верхним слоем частиц снега.

Результат моделирования, изображённый на Рис. 49 позволяет оценить геометрические параметры двух зарядовых слоёв исследуемого облака:  $\sigma_l = 100$  м,  $R_l = 2000$  м,  $\sigma_u = 100$  м,  $R_u = 3000$  м.

Единственными неизвестными величинами остаются плотности заряда каждого из двух слоёв. Плотности заряда определяются по принципу соответствия промоделированных и измеренных значений двух величин: приземной напряжённости электрического поля и относительного увеличения потока энергичных частиц. Указанный набор геометрических параметров электрической структуры облака приводит к зависимости характеристик профиля поля и усиления потока от плотностей зарядов двух слоёв, представленной на Рис. 50.

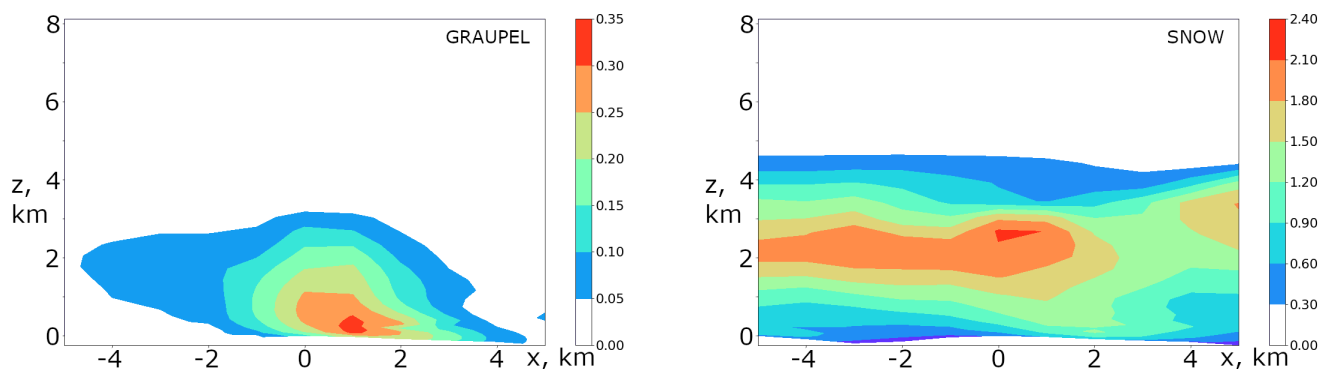


Рис. 49: Пространственное распределение частиц снежной крупы и снега над Станцией Арагац, 20:50 UT 21 июня 2017 года, по результатам моделирования с помощью WRF. Расположение Станции Арагац соответствует нулям обеих координат. Цветовая шкала отображает значения плотности ( $\text{г/м}^3$ ).

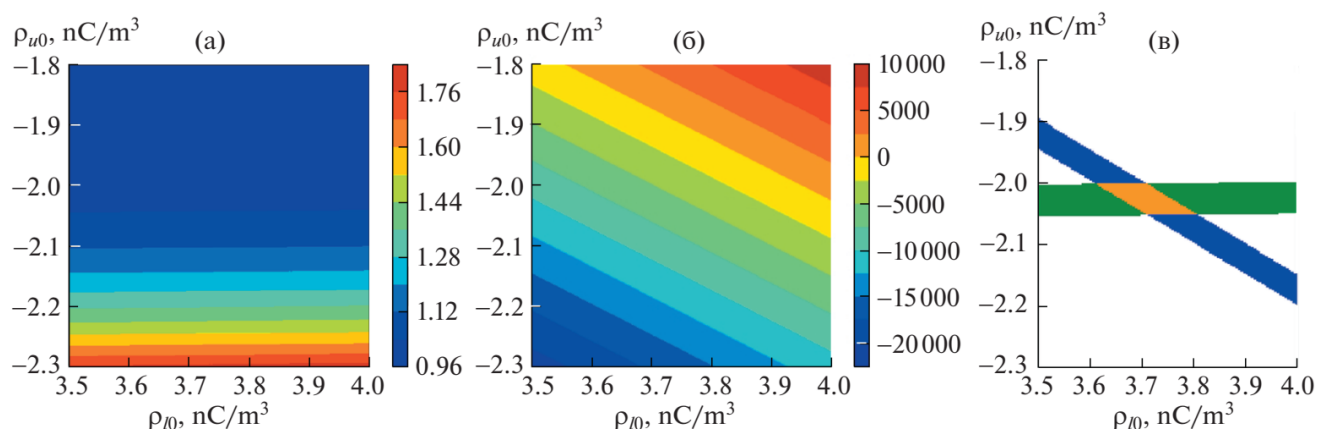


Рис. 50: (а, б) — Зависимость приземных значений относительного увеличения потока энергичных частиц и напряжённости электрического поля от плотностей заряда (вертикальная ось соответствует плотности заряда верхнего отрицательного слоя, нижняя ось — плотности заряда нижнего положительного слоя); (в) — области значений плотностей зарядов, обеспечивающих соответствие измеренным значениям приземной напряжённости поля, увеличения потока энергичных частиц, и обеим величинам сразу (пересечение полос).

Область значений плотностей заряда, приводящих модельную структуру в соответствие результатам измерений, обозначена на Рис. 50(с) оранжевым цве-

том, то есть нижний слой имеет положительный заряд с амплитудой плотности  $\rho_l = 3.7$  нКл/м<sup>3</sup>, верхний слой имеет отрицательный заряд с амплитудой плотности  $\rho_u = -2.0$  нКл/м<sup>3</sup>. В каждом из слоёв заряд распределён по закону (19). Ширина обозначенных каждым из трёх цветов областей на Рис. 50(с) отражает погрешности определения входных параметров методики (измеренное приземное поле и увеличение потока, оцененная высота слоёв заряда). Результирующая погрешность оценки плотности заряда каждого слоя исследуемого облака составляет около  $\Delta\rho = 0.1$  нКл, то есть около 5% от характерного значения искомой величины. Полные заряды нижнего и верхнего слоёв исследуемого облака — примерно 10 Кл и 18 Кл соответственно. Восстановленное распределение заряда в облаке, обусловившем TGE 21 июня 2017 года, а также структура электрического поля в облаке показаны на Рис. 48. Нисходящая лавина релятивистских убегающих электронов, развившаяся под верхним отрицательным слоем заряда, имела длину около  $z_0 = 300$  м и обеспечила увеличение приземного значения потока энергичных электронов и фотонов, наблюдавшееся на станции Арагац 21 июня 2017 года в 20:50 UT.

Описанные результаты получены в предположении экспоненциальной зависимости количества убегающих электронов в лавине от координаты вдоль неё. Сравнение найденных значений плотности заряда с результатами, полученными в главе “Структура облаков, создающих электронные лавины”, даёт информацию о корректности предположения. В упомянутом разделе описан метод оценки распределения заряда в создавшем TGE облака без использования сведений о потоке энергичных частиц. Единственное сделанное предположение состоит в одинаковости пространственного распределения заряда и массы для каждого типа гидрометеоров, причём коэффициент пропорциональности двух распределений не зависит от времени в рамках одного события TGE. Таким образом, метод с использованием результатов измерения динамики приземной напряжённости электрического поля требует гораздо менее жёстких предположений, чем метод, основанный на результатах измерения электрического поля и изменения потока гамма-излучения. Поэтому результат оценки структуры облака, полученный при рассмотрении динамики приземного электрического поля,



может использоваться для проверки корректности предположения о применимости модели лавин для рассматриваемого события TGE. Плотности заряда кластеров снежной крупы и снега, полученные с применением методики, описанной в предыдущей главе:  $\rho_l = 0.017$  нКл/м<sup>3</sup>,  $\rho_u = -0.026$  нКл/м<sup>3</sup>, оценка на основе аналитического описания количества частиц в лавине:  $\rho_l = 3.7$  нКл/м<sup>3</sup>,  $\rho_u = -2.0$  нКл/м<sup>3</sup>. Одной из причин расхождения может быть предположение пропорциональности плотности заряда и плотности массы при применении первого метода, а также недостаточно точный выбор значений геометрических характеристик распределения заряда при применении второго метода. Ещё один источник погрешности — предположение, допускаемое при втором способе оценки: о профиле электрического поля в области лавин, близком к монотонному. Оценка зарядовой структуры по первой методике обладает меньшей погрешностью, чем оценка вторым способом, по причине отсутствия в первой методике предположений о механизме развития электронных лавин. Значение плотности заряда, оцененное вторым способом, систематически превышает значение, полученное первым способом. Вероятное объяснение этого — влияние неоднородностей электрического поля на развитие лавин убегающих электронов.

Таким образом, выполненная оценка электрических свойств облаков, создающих лавины убегающих электронов, даёт общее представление о распределении заряда и параметрах области развития лавин. Создание детальной картины развития электронных лавин требует сведений, характеризующих внутриоблачные параметры на масштабе менее сотен метров, что недоступно при сегодняшнем уровне развития техники измерений. Отдельный интерес для дальнейшего рассмотрения представляет роль позитронов в развитии лавин релятивистских убегающих электронов, а также их возможное влияние на другие процессы в электрифицированных облаках.

## 4.6 Основные результаты главы

- Систематизированы и проанализированы сведения о процессах, сопровождающих развитие лавин релятивистских убегающих электронов. Определён набор процессов, требующих отражения в описании динамики лавин. Выполнена оценка параметров этих процессов.
- Разработана аналитическая модель развития лавин релятивистских убегающих электронов с учётом механизма обратной связи, то есть с учётом возможности создания новых лавин позитронами и гамма-квантами исходной лавины. На основе построенной модели найдено, что развитие лавин повышает проводимость воздуха примерно на  $10^{-14}$  См/м, что сопоставимо с проводимостью воздуха при отсутствии лавин.
- Предложен способ оценки свойств области развития лавин убегающих электронов на основе результатов измерений приземных значений электрического поля и потока энергичных частиц во время TGE. Показано, что так полученная оценка, как правило, приводит к более высоким значениям плотности заряда в облаке, чем оценка, основанная на динамике измеренного приземного электрического поля и моделировании WRF. Обсуждены области применимости и возможные источники искажений для двух методик. Сделан вывод о существенности неоднородности электрического поля для развития лавин убегающих электронов.

Материал главы опубликован в работах [14; 18].

## Заклучение

- Показана возможность исследования свойств облаков, усиливающих потоки энергичных частиц, с помощью Weather Research and Forecasting Model. Определён набор параметров моделирования, обеспечивающий наиболее достоверное воспроизведение конвективных явлений, создающих нисходящие потоки энергичных частиц (TGE).
- С помощью моделирования WRF установлены свойства создающих TGE облаков для нескольких десятков явлений, наблюдавшихся на Станции Арагац в 2011-2020 годах. Большинство событий созданы относительно низкими облаками, состоящими преимущественно из частиц снежной крупы и снега и часто имеющими двухслойную структуру. Типичные высоты слоёв над поверхностью земли лежат в диапазоне 1–3 км для нижнего слоя и 4–7 км для верхнего. Характерные значения плотности массы: 0.01–1 г/м<sup>3</sup> для скопления частиц снежной крупы и 0.3–2 г/м<sup>3</sup> для скопления частиц снега.
- Определена сезонная зависимость свойств создающих TGE облаков. Показано, что летние события создаются облаками, состоящими преимущественно из частиц снежной крупы и снега. Облака, создающие зимние события TGE, сформированы преимущественно частицами снега и льда. Более низкая по модулю напряжённость электрического поля, измеряемая вблизи поверхности земли при зимних событиях, связана с более низкой плотностью заряда в зимних облаках, относительно облаков при летних событиях TGE.
- Разработана методика оценки электрической структуры создающего TGE облака. Исследование событий TGE, наблюдавшихся на Станции Арагац в 2011-2020 годах привело к обнаружению характерных свойств распределения заряда в создающем TGE облаке. Показано, что многие интенсивные события TGE созданы облаком с двумя слоями заряда: нижним

положительным и верхним отрицательным. Установлено, что основными носителями заряда в условиях Арагац являются частицы снега и снежной крупы. Характерная плотность заряда:  $0.001\text{--}1$  нКл/ $\text{м}^3$ . Плотность заряда на единицу массы:  $0.001\text{--}1$  нКл/г.

- Создана аналитическая модель развития лавин релятивистских убегающих электронов с учётом механизма обратной связи, то есть с учётом возможности создания новых лавин позитронами и гамма-квантами исходной лавины. На основе построенной модели показано, что добавочная проводимость воздуха, обусловленная развитием электронных лавин, составляет около  $10^{-14}$  См/м и сопоставима с проводимостью воздуха при отсутствии лавин.
- Предложен способ оценки свойств области развития лавин убегающих электронов на основе результатов измерений приземных значений электрического поля и потока энергичных частиц во время TGE. Применение методики совместно с анализом электрической структуры облака по данным о приземной напряжённости поля позволяет точнее охарактеризовать параметры развития электронных лавин — размер области существования лавин и напряжённость поля в нём, а также приводит к выводу о существовании неоднородности электрического поля для развития лавин убегающих электронов.

## Список литературы

1. Fishman G., Bhat P., Mallozzi R., Horack L., [et al.]. Discovery of Intense Gamma-Ray Flashes of Atmospheric Origin // *Science*. 1994. Vol. 264. P. 1313–1316.
2. Dwyer J., Liu N., Rassoul H. Properties of the thundercloud discharges responsible for terrestrial gamma-ray flashes // *Geophysical Research Letters*. 2013. Vol. 40. P. 4067–4073.
3. Chilingarian A. Thunderstorm Ground Enhancements - model and relation to lightning flashes // *JASTP*. 2014. Vol. 107. P. 68–76.
4. Stolzenburg M., Marshall T. C. Charge Structure and Dynamics in Thunderstorms // *Planetary Atmospheric Electricity*. Springer New York, 2008. P. 355–372.
5. Smith D., Hazelton B., Grefenstette B., Dwyer J., Holzworth R., Lay E. Terrestrial gamma ray flashes correlated to storm phase and tropopause height // *Journal of Geophysical Research*. 2010. Vol. 115.
6. Wilson C. T. R. The Acceleration of  $\beta$ -particles in Strong Electric Fields such as those of Thunderclouds // *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*. 1925. Vol. 22, no. 4. P. 534.
7. Gurevich A., Zybin K. Runaway breakdown and electric discharges in thunderstorms // *Physics-Uspekhi*. 2007. Vol. 44. P. 1119.
8. Milikh G., Roussel-Dupre R. Runaway breakdown and electrical discharges in thunderstorms // *Journal of Geophysical Research*. 2010. Vol. 115.
9. Gurevich A., Milikh G., Roussel-Dupré R. Recovering of the energy spectra of electrons and gamma rays coming from the thunderclouds // *Phys. Lett. A*. 1992. Vol. 165. P. 463–468.
10. Eidelman S., Roos M. Review of particle physics // *Physics Letters B*. Vol. 592. P. 1.

11. Gurevich A., Zybin K., Roussel-Dupre R. Lightning initiation by simultaneous effect of runaway breakdown and cosmic ray showers // *Physics Letters A*. 1999. Vol. 254. P. 79–87.
12. Svechnikova E., Ilin N., Mareev E. Characteristic Features of the Clouds Producing Thunderstorm Ground Enhancements // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. Vol. 126, issue 9.
13. Свечникова Е.К. and Ильин Н., Мареев Е. Метеохарактеристика энергичных атмосферных явлений // *Письма в журнал Физика элементарных частиц и атомного ядра*. 2020. т. 17, 6(231). с. 791–802.
14. Свечникова Е., Ильин Н., Мареев Е. Оценка распределения электрического заряда в облаке по данным о вариации потока энергичных частиц под облаком // *Доклады российской академии наук. Науки о Земле*. 2021. т. 496, вып. 2. с. 198–203.
15. Chilingarian A., Novsepyan G., Svechnikova E., Zazyan M. Electrical structure of the thundercloud and operation of the electron accelerator inside it // *Astroparticle Physics*. 2021. P. 102615.
16. Chilingarian A., Novsepyan G., Svechnikova E., Mareev E. Comment on “Measurement of the Electrical Properties of a Thundercloud through Muon Imaging by the GRAPES-3 Experiment” // *Physical Review Letters*. 2020. Vol. 124.
17. Мареев Е., Стасенко В., Шаталина М., Дементьева С., Евтушенко А., Свечникова Е., Слюняев Н. Российские исследования атмосферного электричества в 2015–2018 гг. // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2019. т. 55, вып. 6. с. 79–93.
18. Svechnikova E., Mareev E. Ionisation of air by electron avalanches in a cloud // *Proceedings of 2020 XXXIII-rd General Assembly and Scientific Symposium of the International Union of Radio Science (URSI GASS)*. 2020.

19. Свечникова Е., Мареев Е., Ильин Н. Исследование структуры облаков, создающих потоки энергичных частиц // Труды Международной научно-практической конференции “Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ”. 2020. с. 241—243.
20. Свечникова Е., Ильин Н., Мареев Е. Сезонная изменчивость облаков, создающих потоки энергичных частиц // Материалы XIV Международной Школы молодых учёных “Физика окружающей среды» им. А.Г. Колесника. 2020. с. 87—89.
21. Bazelyan E., Raizer Y. *Lightning Physics and Lightning Protection*. CRC Press, 2000.
22. Rakov V. A., Uman M. A. *Lightning Physics and Effects*. Cambridge Univ. Press, 2003.
23. Dwyer J. The relativistic feedback discharge model of terrestrial gamma ray flashes // *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*. 2012. Vol. 117. P. 2308.
24. Dwyer J. A fundamental limit on electric field in air // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 30, no. 20. P. 2055.
25. Moss G., Pasko V., Liu N., Veronis G. Monte Carlo model for analysis of thermal runaway electrons in streamer tips in transient luminous events and streamer zones of lightning leaders // *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111.
26. Dwyer J. The source mechanisms of Terrestrial Gamma-ray Flashes (TGFs) // *Journal of Geophysical Research*. 2008. Vol. 113.
27. Celestin S., Pasko V. Energy and fluxes of thermal runaway electrons produced by exponential growth of streamers during the stepping of lightning leaders and in transient luminous events // *Journal of Geophysical Research*. 2011. Vol. 116.

28. Dwyer J., Smith D., Cummer S. High-Energy Atmospheric Physics: Terrestrial Gamma-Ray Flashes and Related Phenomena // *Space Sci. Rev.* 2012. Vol. 177. P. 133–196.
29. Babich L., Bochkov E., Kutsyk I., Neubert T., Chanrion O. A model for electric field enhancement in lightning leader tips to levels allowing X-ray and gamma ray emissions: Regeneration in lightning // *Journal of Geophysical Research: Space Physics.* 2015. Vol. 120.
30. Uman M. *The lightning discharge.* Dover Publications, 2001.
31. Chilingarian A., Daryan A., Arakelyan K., Hovhannisyan A., [et al.]. Ground-based observations of thunderstorm-correlated fluxes of high-energy electrons, gamma rays, and neutrons // *Phys. Rev. D.* 2010. Vol. 86. P. 072003.
32. Chilingarian A., Karapetan T., Melkumyan L. Statistical analysis of the Thunderstorm Ground Enhancements (TGEs) detected on Mt. Aragats // *J. Adv. Space Res.* 2013. Vol. 52, no. 1178. P. 319.
33. Advanced Data Extraction Infrastructure of Aragats Space Environmental Center. <http://crd.yerphi.am/adei>.
34. Zhou X., Wang X., Huang D., Jia H. Effect of near-earth thunderstorms electric field on the intensity of ground cosmic ray positrons/electrons in Tibet // *Astroparticle Physics.* 2016. Vol. 84.
35. Bartoli B., Bernardini P., Bi X.-H., Cao Z., [et al.]. Observation of the thunderstorm-related ground cosmic ray flux variations by ARGO-YBJ // *Physical Review D.* 2018. Vol. 97.
36. Axi K., Zhou X., Zhao B., Huang D., Jia H. The effect of near-earth thunderstorm electric field on the rate of the shower events detected by ARGO-YBJ // *Proceedings of 36th International Cosmic Ray Conference ICRC2019.* 2019.



37. Zhao B., Huang D., Zhou X., Axi K., Ma X. Effects of Thunderstorms Electric Field on Intensities of Positrons, Electrons and Photons at Daocheng // Proceedings of 36th International Cosmic Ray Conference ICRC2019. 2019.
38. Tsuchiya H., Hibino K., Kawata K., Hotta N., [et al.]. Observation of thundercloud-related gamma rays and neutrons in Tibet // Physical Review D. 2012. Vol. 85.
39. Gurevich A., Chubenko A., Karashtin A., Mitko G., [et al.]. Gamma-ray emission from thunderstorm discharges // Physics Letters A. 2011. Vol. 375. P. 1619–1625.
40. Gurevich A., Antonova V., Chubenko A., Karashtin A., [et al.]. Cosmic rays and thunderstorms at the Tien-Shan mountain station // Journal of Physics Conference Series. 2013. Vol. 409. P. 2234.
41. Gurevich A., Almenova A., Antonova V., Chubenko A., [et al.]. Observations of high-energy radiation during thunderstorms at Tien-Shan // Physical Review D. 2016. Vol. 94.
42. Ryabov V., A.L.Shepetov A., Almenova A., Antonova V., [et al.]. High energy cosmic rays and thunderstorm connected radiations at the Tien Shan complex installation // EPJ Web of Conferences. 2019. Vol. 208. P. 08014.
43. Yair Y., Reuveni Y., Katz S., Price C., Yaniv R. Strong electric fields observed during snow storms on Mt. Hermon, Israel // Atmospheric Research. 2019. Vol. 215. P. 208–213.
44. Reuveni Y., Yair Y. and Price C., Steinitz G. Ground level gamma-ray and electric field enhancements during disturbed weather: Combined signatures from convective clouds, lightning and rain // Atmospheric Research. 2017. Vol. 196. P. 142–150.
45. Chum J., Langer R., Baše J., Kollárik M., Strharsky I., Diendorfer G., Rusz J. Significant enhancements of secondary cosmic rays and electric field at the high mountain peak of Lomnický Štít in High Tatras during thunderstorms // Earth, Planets and Space. 2020. Dec. Vol. 72.

46. Kudela K., Chum J., Kollárik M., Langer R., Strharsky I., Baše J. Correlations Between Secondary Cosmic Ray Rates and Strong Electric Fields at Lomnický štít // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2017. Vol. 122.
47. Kudela K., Langer R. Cosmic ray measurements in High Tatra mountains: 1957–2007 // *Advances in Space Research*. 2009. Vol. 44. P. 1166–1172.
48. Alekseenko V., Khaerdinov N., Lidvansky A., Petkov V. Transient variations of secondary cosmic rays due to atmospheric electric field and evidence for pre-lightning particle acceleration // *Physics Letters A*. 2002. Vol. 301. P. 299–306.
49. Khaerdinov N., Lidvansky A., Petkov V. Cosmic rays and the electric field of thunderclouds: Evidence for acceleration of particles (runaway electrons) // *Atmospheric Research*. 2005. Vol. 76. P. 346–354.
50. Kanonidi K., Kurenaya A., Lidvansky A., Khaerdinov M., Khaerdinov N. Thunderstorm effects according to data from a comprehensive study of variations in secondary cosmic ray particles // *Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics*. 2017. Feb. Vol. 81. P. 222–225.
51. Torii T., Sugita T., Tanabe S., Kimura Y., Kamogawa M., Yajima K., Yasuda H. Gradual increase of energetic radiation associated with thunderstorm activity at the top of Mt. Fuji // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36.
52. Tsuchiya H., Enoto T., Torii T., Nakazawa K., [et al.]. Observation of an Energetic Radiation Burst from Mountain-Top Thunderclouds // *Physical Review Letters*. 2009. Vol. 102. P. 255003.
53. Wada Y., Enoto T., Nakazawa K., Furuta Y., [et al.]. Downward Terrestrial Gamma-Ray Flash Observed in a Winter Thunderstorm // *Physical Review Letters*. 2019. Vol. 123.

54. Kuroda Y., Oguri S., Kato Y., Nakata R., Inoue Y., Ito C., Minowa M. Observation of gamma ray bursts at ground level under the thunderclouds // *Physics Letters B*. 2016. Vol. 758. P. 286–291.
55. Torii T., Sugita T., Kamogawa M., Watanabe Y., Kusunoki K. Migrating source of energetic radiation generated by thunderstorm activity // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38. P. 24801.
56. Torii T., Takeishi M., Hosono T. Observation of gamma-ray dose increase associated with winter thunderstorm and lightning activity // *Journal of Geophysical Research*. 2002. Vol. 107.
57. Tsuchiya H., Enoto T., Yamada S., Yuasa T., [et al.]. Detection of High-Energy Gamma Rays from Winter Thunderclouds // *Physical Review Letters*. 2007. Vol. 99. P. 165002.
58. Tsuchiya H., Enoto T., Yamada S., Yuasa T., [et al.]. Long-duration gamma-ray emissions from 2007 and 2008 winter thunderstorms. 2011.
59. Wilkening M., Kawano M., Lane C. Radon-daughter ions and their relation to some electrical properties of the atmosphere // *Tellus*. 2010. Vol. 18. P. 679–684.
60. Chilingarian A. Long lasting low energy thunderstorm ground enhancements and possible Rn-222 daughter isotopes contamination // *Physical Review D*. 2018. Vol. 98.
61. Baldoncini M., Albéri M., Bottardi C., Minty B., Raptis K. G. C., Strati V., Mantovani F. Exploring atmospheric radon with airborne gamma-ray spectroscopy // *Atmospheric Environment*. 2017. Vol. 170.
62. Chilingarian A., Hovsepyan G., Hovhannisyan A. Particle bursts from thunderclouds: Natural particle accelerators above our heads // *Phys. Rev. D*. Vol. 83. P. 062001.
63. Chalmers J. A. *Atmospheric Electricity (Second Edition)*. Vol. 11. Pergamon, 1967.

64. Arakelyan K., Avakyan K., Chilingarian A., Daryan A., Melkumyan L., Pokhsraryan D., Sargsyan D. New low threshold detectors for measuring electron and gamma ray fluxes from thunderclouds // Journal of Physics Conference Series. 2013. Vol. 409. P. 2223.
65. Avakyan K., Arakelyan K., Chilingarian A., Daryan A., [et al.]. NaI Detector Network at Aragats // Journal of Physics Conference Series. 2013. Vol. 409. P. 2218.
66. Chilingarian A., Hovsepyan G., Elbekian A., Karapetyan T., Kozliner L., Martoian H., Sargsyan B. Origin of enhanced gamma radiation in thunderclouds // Phys. Rev. Res. 2019a. Vol. 1, issue 033167.
67. Description of NaI(Tl) Monitor. <http://crd.yerphi.am/NaI>.
68. GEANT4 simulation toolkit (GEometry ANd Tracking). [geant4.web.cern.ch/](http://geant4.web.cern.ch/).
69. Chilingarian A., Mkrtchyan H., Karapetyan G., Chilingaryan S., Sargsyan B., Arestakesyan A. Catalog of 2017 Thunderstorm Ground Enhancement (TGE) events observed on Aragats // Sci.Reports. 2019b. Vol. 9, no. 6253.
70. Stolzenburg M., Marshall T., Krehbiel P. Initial Electrification to the First Lightning Flash in New Mexico Thunderstorms // J. Geophys. Res. Atmos. 2015. Vol. 120, no. 11. P. 253–276.
71. McGorman D., Rust W. The Electrical Nature of Storms. Oxford University Press, Oxford, 1998.
72. Chilingarian A., Mailyan B., Vanyan L. Recovering of the energy spectra of electrons and gamma rays coming from the thunderclouds // Atmos. Res. 2012. Vol. 114/115. P. 1–16.
73. Chilingarian A., Karapetyan T., Pokhsraryan D. Research of the thundercloud electrification by facilities of Aragats Space Environmental Center // Proceedings of 5-th International TEPA symposium. 2015. P. 54–57.
74. Illingworth A., Krehbiel P. Thunderstorm electricity (measurement and techniques) // Physics in Technology. 2002. Vol. 12. P. 122.

75. Pruppacher H., Klett J. *Microphysics of Clouds and Precipitation*, Second revised and expanded edition with an introduction to cloud chemistry and cloud electricity. Springer Netherlands, 2010.
76. Stolzenburg M., Rust W., Smull B., Marshall T. Electrical structure in thunderstorm convective regions 1. Mesoscale convective systems // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 1031. P. 14059–14078.
77. Stolzenburg M., Rust W., Marshall T. Electrical structure in thunderstorm convective regions 2. Isolated storms // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 1031. P. 14079–14096.
78. Stolzenburg M., Rust W., Marshall T. Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. P. 14097–14108.
79. Dye J., Bateman M., Christian H., Defer E., [et al.]. Electric fields, cloud microphysics, and reflectivity in anvils of Florida thunderstorms // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112.
80. Dye J., Willett J. Observed Enhancement of Reflectivity and the Electric Field in Long-Lived Florida Anvils // *Monthly Weather Review*. 2007. Vol. 135.
81. EUMESAT Mapviewer. [eumetview.eumetsat.int/mapviewer](http://eumetview.eumetsat.int/mapviewer).
82. EUMESAT data on Wetter HD. [kachelmannwetter.com/de/sat/armenien](http://kachelmannwetter.com/de/sat/armenien).
83. Barnes D., Splitt M., Dwyer J., Lazarus S., Smith D., Rassoul H. A study of thunderstorm microphysical properties and lightning flash counts associated with terrestrial gamma-ray flashes: TGF thunderstorm microphysical relations // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2015. Vol. 120. P. 3453–3464.
84. Sozaeva L., Sherieva M. Radar reflectivity of thunderstorm clouds // *Journal of Physics: Conference Series*. 2020. Vol. 1604. P. 012011.
85. Thorpe A. An evaluation of recent performance of ECMWF's forecasts // *Meteorology section of ECMWF Newsletter*. 2013. No. 137. P. 15–18.

86. Xu L., Zhang Y., Liu H., Zheng D., Wang F. The role of dynamic transport in the formation of the inverted charge structure in a simulated hailstorm // *Science China Earth Sciences*. 2016. Vol. 59. P. 1414–1426.
87. Takahashi T. Electric charge of small particles (1-40  $\mu\text{m}$ ) // *J. Atm. Sci.* 1972. Vol. 29. P. 921–928.
88. Muller-Hillebrand D. Charge generation in Thunderstorms by collision of ice crystals with graupel, falling through a vertical electric field // *Tellus*. 1954. Vol. 6, no. 4. P. 367–381.
89. Latham J. The electrification of snowstorms and sandstorms // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1964. Vol. 90, no. 383. P. 91–95.
90. Reynolds S. E., Brook M., Gourley M. F. Thunderstorm charge separation // *Journal of Meteorology*. 1957. Vol. 14, no. 5. P. 426–436.
91. Belov P., Borisenkov E., Panin B. Practical methods of numerical weather prediction. *Gidrometeoizdat*, 1989.
92. Bauer P., Thorpe A., Brunet G. The quiet revolution of numerical weather prediction // *Nature*. 2015. Vol. 525. P. 47–55.
93. Ignatov R., Zaichenko M., Tolstykh M., Rubinshtein K., Smirnova M. Comparison of Regional Atmospheric Model Forecasts under Different Initial and Boundary Conditions // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2019. Vol. 44. P. 378–383.
94. WRF model. [www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model](http://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model).
95. Lynn B., Yair Y. Prediction of lightning flash density with the WRF model // *Adv. Geosci.* 2010. Vol. 23. P. 11–16.
96. Lynn B., Price C., Kotroni V., Lagouvardos K., Morin E., Mugnai A., Llasat M. Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields // *Journal of Geophysical Research*. 2010. Vol. 115.

97. Dementyeva S., Ilin N., Mareev E. Calculation of the Lightning Potential Index and Electric Field in Numerical Weather Prediction Models // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. Vol. 51. P. 186–192.
98. Xu L., Zhang Y., Fei W., Cao X. Simulation of Inverted Charge Structure Formation in Convective Regions of Mesoscale Convective System // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 2019. Vol. 97. P. 1119–1135.
99. Saunders C. Charge Separation Mechanisms in Clouds // *Space Sci. Rev.* 2008. Vol. 137. P. 335–353.
100. Thompson G., Field P., Rasmussen R., Hall W. Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 136. P. 5095–5115.
101. Young K. *Microphysical Processes in Clouds*. Oxford University Press, 1993. P. 427.
102. Gevorgyan A. Convection-permitting simulation of a heavy rainfall event in Armenia using the WRF model // *J. Geophys. Res.* 2018. Vol. 123, no. 19. P. 11008–11029.
103. White G. *The Development and Success of NCEP’s Global Forecast System*. 2018.
104. Matrosov S. Modeling backscatter properties of snowfall at millimeter wavelengths // *Journal of The Atmospheric Sciences*. 2007. Vol. 64.
105. Rosenfeld D., Lohmann U., Raga G., O’Dowd C., [et al.]. Flood or Drought: How Do Aerosols Affect Precipitation? // *Science*. 2008. Vol. 321. P. 1309.
106. Zhao P., Yin Y., Xiao H. The effects of aerosol on development of thunderstorm electrification: A simulation study in Weather Research and Forecasting (WRF) model // *2014 International Conference on Lightning Protection, ICLP 2014*. 2014. P. 177–180.

107. Mansell E., Ziegler C., Bruning E. Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics // *Journal of The Atmospheric Sciences*. 2010. Vol. 67. P. 171–194.
108. Thompson G., Eidhammer T. A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2014. Vol. 71. P. 3636.
109. Marshall T., Rison W., Rust W., Stolzenburg M., Willett J., Winn W. Rocket and balloon observations of electric field in two thunderstorms // *Journal of Geophysical Research*. 1995. Vol. 100. P. 20815–20828.
110. Marshall T., Stolzenburg M., Rust W. Electric field measurements above mesoscale convective systems // *Journal of Geophysical Research*. 1996. Vol. 101. P. 6979–6996.
111. Takahashi T. Electrification of condensing and evaporating liquid drops // *J. Atm. Sci.* 1973. Vol. 30, no. 2. P. 249–255.
112. Takahashi T. Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms // *J. Atm. Sci.* 1978. Vol. 35, no. 8. P. 1536–1548.
113. Takahashi T., Tajiri T., Sonoji Y. Charges on Graupel and Snow Crystals and the Electrical Structure of Winter Thunderstorms // *J. Atm. Sci.* 1999. Vol. 56. P. 1561–1578.
114. Saunders C., Bax-norman H., Emersic C., Ávila E., Castellano N. Laboratory studies of the effect of cloud conditions on charge transfer in thunderstorm electrification // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2006. Vol. 132. P. 2653–2673.
115. Pereyra R., Ávila E., Castellano N., Saunders C. A laboratory study of graupel charging // *Journal of Geophysical Research*. 2000. Vol. 105. P. 20803–20812.
116. Saunders C., Peck S. Laboratory studies of the influence of rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions // *Journal of Geophysical Research*. 1998. June. Vol. 1031. P. 13949–13956.



117. Mo Q., Detwiler A., Helsdon J., Winn W., Aulich G., Murray W. Hydrometeor charges observed below an electrified cloud using a new instrument // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112.
118. Maeno N., Naruse R., Nishimura K., Takei I., [et al.]. Wind-Tunnel Experiments on Blowing Snow // *Annals of Glaciology.* 1985. Vol. 6. P. 63–67.
119. Omiya S., Sato A., Kosugi K., Mochizuki S. Estimation of the electrostatic charge of individual blowing-snow particles by wind tunnel experiment // *Annals of Glaciology.* 2011. Vol. 52. P. 148–152.
120. Fei W., Deng X., Zhang Y., Yajun I., Zhang G., Xu L., Zheng D. Numerical Simulation of the Formation of a Large Lower Positive Charge Center in a Tibetan Plateau Thunderstorm // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* 2019. Vol. 124.
121. Kitagawa N., Michimoto K. Meteorological and electrical aspects of winter thunderclouds // *Journal of Geophysical Research.* 1994. Vol. 991. P. 10713–10722.
122. Hariharan B., Chandra A., Dugad S., Gupta S., [et al.]. Measurement of the Electrical Properties of a Thundercloud Through Muon Imaging by the GRAPES-3 Experiment // *Physical Review Letters.* 2019. Vol. 122.
123. Lay E., Holzworth R., Rodger C., Thomas J., Pinto Jr O., Dowden R. WWLL Global Lightning detection system: Regional validation study in Brazil // *Geophys Res Lett.* 2004. Vol. 31.
124. Splitt M., Lazarus S., Barnes D., Dwyer J., [et al.]. Thunderstorm characteristics associated with RHESSI identified terrestrial gamma ray flashes // *Journal of Geophysical Research.* 2010. Vol. 115.
125. Tiberia A., Dietrich S., Porcu 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. Vol. 30.

126. Chronis T., Briggs M., Priftis G., Connaughton V., [et al.]. Characteristics of thunderstorms that produce terrestrial gamma-ray flashes // BAMS. 2015. Vol. 97.
127. Dwyer J., Smith D. A comparison between Monte Carlo simulations of runaway breakdown and terrestrial gamma-ray flash observations // Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 322.
128. Babich L., Donskoy E., Kutsyk I. Analysis of atmospheric gamma-ray flashes detected in near space with allowance for the transport of photons in the atmosphere // J. Exp. Theor. Phys. 2008. Vol. 107. P. 49–60.
129. Lee S., Kahn B., Teixeira J. Characterization of cloud liquid water content distributions from CloudSat // Journal of Geophysical Research. 2010. Vol. 115.
130. Dwyer J., Babich L. Low-energy electron production by relativistic runaway electron avalanches in air // Journal of Geophysical Research. 2011. Vol. 116.
131. Dwyer J. Relativistic breakdown in planetary atmospheres // Physics of Plasmas. 2007. Vol. 14. P. 042901–042901.
132. Berestetskii V., Lifshitz E., Pitaevskii L. Quantum electrodynamics. Vol. 4. Oxford : Pergamon Press, 1982.
133. Haldoupis C., Mika G., Shalimov S. Modeling the relaxation of early VLF perturbations associated with transient luminous events // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114.
134. Bazelyan E., Raizer Y. Spark Discharge. CRC Press, 1997.
135. Solomon R., Schroeder V., Baker M. Lightning initiation—Conventional and runaway breakdown hypotheses // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2001. Vol. 127. P. 2683–2704.
136. Dwyer J., Cummer S. Radio emissions from terrestrial gamma-ray flashes // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2013. Vol. 118. P. 3769–3790.

137. Khamitov T., Nozik A., Stadnichuk E., Svechnikova E., Zelenyy M. Estimation of number of runaway electrons per avalanche in Earth's atmosphere // EPL (Europhysics Letters). 2020. Vol. 132. P. 35001.