

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
”ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ (ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ)“

На правах рукописи

Губенко Инна Михайловна

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОНВЕКТИВНЫХ
ОБЛАКАХ ВО ВРЕМЯ ГРОЗ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО
МОДЕЛИРОВАНИЯ

25.00.30 – Метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
Доктор физико-математических наук
К.Г. Рубинштейн

Москва – 2016

Оглавление

Оглавление.....	2
Введение.....	4
Глава 1. Краткий обзор термо- и электродинамических процессов, происходящих в конвективных облаках, и методов их описания.....	16
1.1. Термодинамические процессы, происходящие в конвективных облаках.....	16
1.1.1. Адиабатические модели конвекции.....	17
1.1.1.1. Учет неадиабатичности конвекции.....	19
1.2. Электродинамические процессы, происходящие в конвективных облаках	21
Выводы по главе 1.....	27
Глава 2. Исследование основных методов диагноза грозовой активности	30
2.1. Основные методы диагноза грозовых очагов.....	30
2.2. Методика оценки точности сетей регистрации грозовой активности.....	41
Выводы по главе 2.....	49
Глава 3. Анализ качества прогноза грозовой активности по индексам неустойчивости атмосферы с использованием результатов прогностической мезомасштабной модели	50
3.1. Используемая конфигурация мезомасштабной численной модели WRF-ARW.....	50

3.2. Индексы неустойчивости атмосферы.....	51
3.3. Оценка качества прогноза грозовой активности по индексам не- устойчивости атмосферы.....	60
3.4. Влияние вертикальной составляющей скорости ветра на прогноз грозовой активности.....	69
Выводы по главе 3.....	76
Глава 4. Разработка и испытание модели электризации кучево- дождевых облаков для прогноза грозовой активности.....	79
4.1. Физико-математическое описание модели электризации кучево- дождевых облаков.....	79
4.1.1. Уравнения, описывающие процессы разделения электрических зарядов.....	79
4.1.2. Уравнения, описывающие процессы генерации электрических зарядов.....	83
4.2. Анализ результатов моделирования электрических характери- стик атмосферы с помощью модели электризации кучево-дождевых обла- ков.....	96
4.3. Сравнение воспроизведенных электрических характеристик ат- мосферы с данными наблюдений о грозовой активности.....	104
Выводы по главе 4.....	110
Заключение.....	112
Литература.....	117

Введение

(из автореферата)

Актуальность работы

Изучение гроз – одно из важнейших направлений исследований в области атмосферного электричества, поскольку молниевые разряды представляют наибольшую угрозу человеку, техническим устройствам, инженерным сооружениям, объектам энергетики, летательным аппаратам, сельскому и лесному хозяйствам.

Статистика свидетельствует, что, например, на территории США в период между 1995 и 2008 годами от удара молний погибли 648 человек [*Sun Sentinel, 2012*]. На территории Московского региона в июне 2009 г. отмечалась мощная гроза, в результате которой пострадало 62 человека, а ущерб составил около 350 млн. руб. [<http://www.garant.ru/news/18172/>]. Восходящие и нисходящие движения в кучево-дождевых облаках могут вызвать потерю управления летательным аппаратом. Опасны для летательных аппаратов поражения молниями внутри облаков [*Шметер С. М., 1972*]. Вполне возможно, что качественный прогноз гроз мог бы заметно снизить потери. Например, по аналогии с другими метеорологическими прогнозами: экономический эффект от использования методических прогнозов весенних заморозков за 2005 г. составил 1604, 8 тыс. руб. [*Фокичева А.А., 2008*].

Однако сложность прогноза гроз состоит в том, что к настоящему моменту, электрическое поле атмосферы изучено недостаточно полно, поэтому

для прогноза гроз применяются косвенные расчетные методы, основанные на оценке степени неустойчивости атмосферы. В подобных методах составляющая скорости ветра, которая, в сущности, играет определяющую роль в эволюции кучево-дождевых облаков, учитывается лишь косвенно (то есть фактически по количеству скрытого тепла, которое выделяется при конденсации водяного пара) [Шметер С. М., 1972]. Кроме того, подобные методики явно не учитывают электрические процессы, происходящие в конвективных облаках, а именно генерацию зарядов, поляризацию облака и возникновение электрического пробоя (молнии).

На сегодняшний день для оперативного прогноза практическую ценность представляют методы, явно рассчитывающие электрический пробой и использующие прогнозы численных моделей атмосферы. Например, известна методика расчета разности потенциалов между земной поверхностью и обличного слоя на высоте 6 км [Lynn B., Yair Y., 2010; Дементьева С.О., Ильин Н.В. и др., 2015]. Описанный метод основан на предположении, что носителями заряда являются частицы ледяной крупы и льда, массовые доли которых рассчитываются моделью WRF (Weather research and forecast).

Известны современные зарубежные работы [Pengguo Zhao, Yan Yin, Hui Xiao, 2015] и [Fierro A.O., Mansell E.R., et. al., 2015], где молниевая активность прогнозируется с помощью моделей электризации, которые используют результаты прогнозов модели WRF-ARW. Значительны работы как российских авторов [Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е. и др. 2015; Шаповалов А.В., 2003], так зарубежных - [Mansel E. R., MacGorman D.R., 2005; MacGorman

D. R., Straka J. M., et. al, 2001; Ziegler C., D. MacGorman, J. D., 1991; Gardiner B., Lamb D., et. al, 1984].

Кроме того, для валидации прогнозов гроз необходима фактическая информация о грозовых очагах. Помимо синоптических данных о грозах существуют мировая и региональные сети грозорегистрации, а также спутники и радары. Однако для использования таких данных разработки предварительной оценки их точности является актуальной задачей.

Цели и задачи диссертационной работы

Целями диссертационной работы являются:

1. исследование существующих методов прогноза гроз с помощью индексов неустойчивости атмосферы и их совершенствование;
2. создание численной модели электризации кучево-дождевых облаков, описывающей процессы генерации и разделения зарядов;
3. исследование возможности прогноза гроз с помощью численной модели электризации кучево-дождевых облаков;
4. создание баз данных (БД) наблюдений сетей регистрации гроз и сравнение данных сетей с информацией о грозах сети синоптических станций.

Для достижения поставленных целей в диссертационной работе решаются следующие **задачи**:

1. оценка качества прогноза гроз по 26 индексам неустойчивости атмосферы, применяемых для прогноза конвективных явлений, за конвективный сезон 2013 г;
2. разработка нового более совершенного индекса неустойчивости атмосферы;
3. создание численной модели электризации кучево-дождевых облаков;
4. исследование возможности прогноза гроз с помощью созданной численной модели электризации кучево-дождевых облаков;
5. создание БД о наблюденных грозах, получаемых по сети синоптических станций, всемирной сети регистрации молний WWLLN (Worldwide Lightning Location Network), сетей ФГБУ “Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова”(ФГБУ “ГГО”) и ФГБУ “Высокогорный геофизический институт” (ФГБУ “ВГИ”), необходимых для проведения сравнения воспроизведенных гроз с наблюденными;
6. сравнение данных сетей регистрации фактических гроз с данными сети синоптических станций.

Научная новизна диссертационной работы заключается в следующем:

1. впервые в ФГБУ “Гидрометцентр России” осуществлена оценка качества прогноза грозовой активности за конвективный сезон 2013 г. по 26 индексам неустойчивости атмосферы, широко применяемых в мировой практике для предсказания конвективных явлений погоды;

2. впервые в ФГБУ “Гидрометцентр России” предложен индекс неустойчивости атмосферы, позволяющий получать более высокие оценки качества прогноза гроз;
3. впервые в ФГБУ “Гидрометцентр России” создана численная модель электризации кучево-дождевых облаков, использующая прогнозы гидродинамической мезомасштабной модели;
4. впервые в ФГБУ “Гидрометцентр России” получены оценки качества прогноза гроз за конвективный сезон 2013 г. по созданной модели электризации кучево-дождевых облаков;
5. впервые в ФГБУ “Гидрометцентр России” созданы пополняемые БД о наблюденных грозах, получаемые по сетям WWLLN, ФГБУ “ГГО” и ФГБУ “ВГИ”, произведено сравнение этих данных с данными сети синоптических станций о грозах.

Основные результаты, выносимые на защиту:

1. Оценка качества прогноза гроз по 26 индексам неустойчивости атмосферы, широко используемых в мировой практике для прогноза грозовой активности и рассчитанных по данным современной гидродинамической мезомасштабной модели WRF-ARW (Weather research and forecast). Показано, что критерий Пирси-Обухова не превышал 0,29 (доли единицы); общая оправдываемость не превышала 0,48. Наибольшую успешность показали ин-

дексы неустойчивости, оценивающие степень неустойчивости в слое 850-300 гПа (Фатеева, ВТ, СТ, ТТ и Пескова).

2. Оценка качества прогноза гроз по предлагаемому индексу неустойчивости атмосферы показала, что оправдываемость отсутствия грозы составляет 0,99, оправдываемость наличия равна 0,30, критерий Пирси – Обухова равен 0,58 по территории Центрального федерального округа (ЦФО) за конвективный сезон 2013 г.

3. Система оценки достоверности инструментальных данных фактической информации о грозовой активности. Оценка достоверности инструментальных данных фактической информации о грозовой активности WWLLN, ФГБУ “ГГО” и ФГБУ “ВГИ” произведена за период 13 мая – 31 августа 2013 г. Оценка точности показала, что достоверность данных измерений сети WWLLN выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 50, 75 и 100 км. Показатели достоверности соответственно равны 0,65, 0,77 и 0,82. Оценки проведены во время конвективного сезона (май-август) 2013 г. по территории ЦФО России. Оценка точности БД ФГБУ “ГГО” показывает, что достоверность выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 25, 50, 75 и 100 км: достоверность равна 0,51; 0,73; 0,94 и 0,98 соответственно. Для случая с допуском 15 км достоверность данных сети составляет 0,24. Оценка произведена для Европейской территории России (ЕТР). Оценка точности БД ФГБУ “ВГИ” для части (Северо-Кавказского федерального округа (СКФО) России показывает, что достоверность выше вероятности ложного диагноза при про-

ведении сопоставления с допусками 25, 50, 75 и 100 км: достоверность равна соответственно 0,69; 0,87; 0,93 и 0,96. Для случая с допуском 15 км достоверность данных сети составляет 0,46.

4. Созданная модель электризации кучево-дождевых облаков на основе прогнозов численной мезомасштабной модели, которая позволяет прогнозировать характеристики АЭП.

5. Оценка качества прогноза гроз по предлагаемой модели электризации кучево-дождевых облаков. В результате сравнения “модельных” гроз с фактическими молниевыми очагами было установлено, что оправдываемость прогноза гроз по модели электризации, основанной на безындукционном механизме генерации заряда, выше по сравнению с версиями модели, основанной на индукционном и комплексном механизмах генерации электрических зарядов. Оценка качества прогноза гроз по ЦФО за период 13 мая – 31 августа 2013 г. показала, что оправдываемость отсутствия гроз равна 0,95, предупрежденность наличия грозовых очагов не превышала 0,72, значение критерия Пирси-Обухова не превышает 0,51.

Достоверность и обоснованность результатов диссертации

Достоверность полученных результатов и сделанных выводов обоснована сравнением с данными наблюдений и исследованиями других авторов. Обоснованность основных результатов подтверждается публикациями в рос-

сийских журналах, а также представлением их на российских и международных конференциях.

Практическая значимость работы

1. сравнение инструментальных данных грозометрических сетей с данными сети синоптических станций позволяет оценить применимость данных фактической информации о грозах для валидации прогнозов;
2. полученные оценки 26 индексов неустойчивости атмосферы дали масштаб предсказуемости гроз по индексам;
3. индекс неустойчивости атмосферы, учитывающий вертикальную составляющую скорости ветра, позволяет улучшить качество прогноза гроз активности (значение критерия Пирси-Обухова составляет 0,58).
4. созданная численная модель электризации кучево-дождевых облаков позволяет прогнозировать параметры атмосферного электрического поля (потенциала, напряженности и плотности объемных зарядов), в том числе, характерные для грозовой активности (значение критерия Пирси-Обухова составляет 0,51).

Апробация работы

Основные результаты диссертационной работы докладывались лично и обсуждались на следующих общероссийских и международных конференциях и семинарах: 17-я международная школа-конференция молодых ученых “Состав атмосферы. Атмосферное электричество.

Климатические процессы”, 2013, Нижний Новгород; семинар по изменению климата и изучению внутренних морей Cleamseas, Жирона, Испания, 2014; 16-я научная школа молодых ученых ИБРАЭ РАН “Безопасность и риски атомной энергетики”, Москва, 2015; 19-я международная школа-конференция молодых ученых “Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы”, 2015, Туапсе.

Публикации

По теме диссертации опубликовано 7 работ, в том числе 3 статьи в реферируемых журналах (3 из списка, рекомендованного ВАК), 4 в трудах конференций, 4 тезиса докладов.

Личный вклад автора

1. определяющая роль в работах по созданию баз данных фактической информации о грозах, оценке достоверности сетей регистрации молний, оценкам успешности прогноза гроз по 26 индексам неустойчивости атмосферы, разработке и оценке индекса неустойчивости, учитывающего вертикальную составляющую вектора скорости;
2. в серии работ по исследованию численных схем электризации кучево-дождевых облаков, автором проводилось программная реализация индукционной и комплексной схем генерации зарядов, а также оценка полученных электрических характеристик атмосферы с фактическими данными о грозах;

3. участие в подготовке и написании научных статей, в подготовке и представлении научных докладов в качестве докладчика.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы из 113 наименований. Общий объем диссертации составляет 130 страниц. Диссертация содержит 14 рисунков и 16 таблиц.

Публикации по теме диссертации

1. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г., Прогноз грозовой активности с помощью модели электризации кучево-дождевых облаков. - Метеорология и гидрология, 2015, (принято к публикации).

2. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г., Сравнительная оценка методов прогноза гроз для территории Центрального федерального округа РФ. – Сборник трудов XIX Международной школы-конференции молодых ученых “Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы САТЭП-2015”, 2015, с.109, Туапсе.

3. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г., Применение модели электризации кучево-дождевых облаков для прогноза грозовой активности. – Сборник трудов XVI научной школы молодых ученых ИБРАЭ РАН “Безопасность и риски атомной энергетики”, 2015, сс. 64-67, Москва.

4. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г., Анализ результатов расчета грозовой активности с помощью индексов неустойчивости атмосферы

по данным численной модели WRF – ARW. - Метеорология и гидрология, 2015, № 1, с. 27-37.

5. Inna M. Gubenko, Konstantin G. Rubinstein, Analysis of thunderstorm forecast for in-shore districts, Abstracts of Climseas workshop, 26 – 27 of June, 2014, University of Girona, Spain.

6. Губенко И. М., Рубинштейн К. Г. Пример сравнения индексов неустойчивости средней тропосферы в прогностической модели с информацией о грозовой активности. - Метеорология и гидрология, 2014, № 5, с. 40-53, Москва.

7. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г. Пример расчета грозовой активности над европейской территорией. Труды школы – конференции молодых ученых “Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы”, с.30, 23 – 25 сентября, 2013г, Нижний Новгород.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность Рубинштейну К.Г. за научное руководство, полезные дискуссии, неоценимую помощь и поддержку, сотрудникам лаборатории моделирования общей циркуляции атмосферы и климата (МОЦАиК) Гидрометцентра России Смирновой М.М., Емелиной С.В., Бычковой В.И., Игнатову Р.Ю. за техническую помощь, ценные советы и поддержку в период выполнения работы. Автор благодарит сотрудников Гидрометцентра России Пескова Б.Е. и Желнина А.А., внимательно и крити-

чески просмотревших рукопись и сделавших ряд ценных замечаний, учет которых способствовал ее улучшению. Автор благодарен Мельник К.О. и Кругловой Е.Н. за ценные советы, а также Ширяеву М.В. за техническую помощь. Особую благодарность автор выражает Губенко М.Л., Борисовой Т.Л., Борисовой Е.Г., Горбачёву П.А., Ждановой Ю.А., Жуковой О.А., Копейкину В.В., Лещинскому В.И., Климовым М.А. и А.А., Сурковой З.А., Филимоновой Е.М., Киселевой Ю.В., Кузнецовым А.А. и Д.А., Косторной А.А. и James E. Muir за поддержку, а также Учителю математики Бовшевер Т.И.

Глава 1. Краткий обзор термо- и электродинамических процессов, происходящих в конвективных облаках, и методов их описания

1.1. Термодинамические процессы, происходящие в конвективных облаках

Гроза – комплексное атмосферное явление, необходимой частью которого являются многочисленные разряды между облаками (облаками и земной поверхностью), сопровождающиеся громом и обусловленное действием термо- и электродинамических сил [Хромов С.П., Л. И. Мамонтова, 1974].

Грозы возникают в кучево-дождевых облаках (*Cumulonimbus*, Cb), основная причина развития которых – конвекция, создающая сильные восходящие потоки запаса влаги, достаточного для образования осадков, и наличия структуры, в которой часть облачных частиц находится в жидким состоянии, а часть — в ледяном.

Конвекция возникает, как правило, в результате перегрева отдельных масс воздуха при неустойчивой стратификации в нижних слоях атмосферы. Наиболее благоприятные условия возникновения конвекции создаются днем над сушей в теплое время года. Под влиянием притока прямой солнечной радиации вблизи земной поверхности создаются условия для неустойчивой стратификации [Матвеев Л.Т., 2000].

1.1.1. Адиабатические модели конвекции

Адиабатические модели конвекции предполагают, что процесс подъема воздуха происходит без теплообмена с окружающей атмосферой, то есть адиабатически. Рассмотрим *метод частицы*, самый простой и старый из критериев вертикальной устойчивости. На рис. 1.1 показаны кривые изменения температуры воздуха (*1-кривая стратификации*) и частицы (*2- кривая состояния*). Отдельные перегретые массы воздуха начинают перемещаться вертикально вверх. Сначала подъем массы ненасыщенного воздуха происходит по сухой адиабате AA' . На уровне конденсации Z_k воздух достигает состояния насыщения [Матвеев Л.Т., 2000; Назаренко А.В., 2008].

Выше уровня конденсации воздух начинает перемещаться по влажной адиабате. Благодаря понижению температуры происходит конденсация и образование облачности [Матвеев Л.Т., 2000].

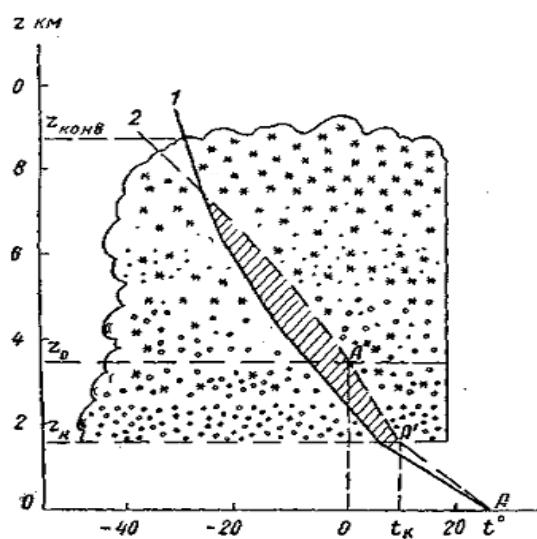


Рис. 1.1. Схема кучево-дождевого облака [Матвеев Л.Т., 2000]

При исследовании развития конвективных облаков выделяют уровень конденсации Z_k , совпадающий с нижней границей облачности, уровень нулевой изотермы Z_0 , отделяющий верхнюю переохлажденную часть облака от непереохлажденной, а также уровень свободной конвекции $Z_{\text{конв}}$, совпадающий с верхней границей облачности [Матвеев Л.Т., 2000].

Метод частицы и установленный на его основе критерий устойчивости предполагает, что изолированная частица движется в неподвижной окружающей среде. Это является недостатком данного метода описания конвекции, поскольку в действительности при развитии вертикальных движений отдельных частиц окружающая атмосфера не остается неподвижной. Достоинства метода частицы состоят в том, что прогноз явлений, имеющих конвективную природу, а также мощность облака может быть реализован с минимальными технологическими затратами.

В *методе слоя*, где подъем воздуха происходит влажноадиабатически, а опускание – сухоадиабатически, справедлив критерий устойчивости Бьеркнеса:

$$\begin{cases} \frac{dw}{dt} \geq 0, \text{ если } (\gamma - \gamma_{ba}) - (\gamma - \gamma_{ba}) \frac{M'}{M} \geq 0 \\ \frac{dw}{dt} < 0, \text{ если } (\gamma - \gamma_{ba}) - (\gamma - \gamma_{ba}) \frac{M'}{M} < 0 \end{cases}, \quad (1.1)$$

где w – вертикальная скорость частицы; γ – вертикальный градиент температуры; γ_{ba} – вертикальный влажноадиабатический градиент температуры; M' и M – массы восходящего и нисходящего воздуха.

В соответствии с критерием Бьеркнесса (1.1), при заданном γ слой может быть одновременно неустойчивым по отношению к вертикальным смещениям воздуха малых частиц и устойчивым по отношению к большим массам воздуха [Шметер С.М., 1972].

Достоинством данного подхода является то, что учитывается наличие восходящих потоков, которое должно вызвать появление компенсационных нисходящих движений между ними. При этом оседание окружающего воздуха приводит к адиабатическому его нагреванию, благодаря которому перегрев поднимающихся частиц по отношению к окружающей атмосфере (то есть их плавучесть) уменьшается. К недостаткам можно отнести то, что из критерия устойчивости Бьеркнесса следует, что при заданном значении γ слой может быть одновременно неустойчивым по отношению к вертикальным смещениям малых частиц и устойчивым по отношению к большим массам воздуха. Важно, что это справедливо лишь до тех пор, пока пренебрежение неадиабатичностью конвекции играет малую роль, например, внутри сердцевины мощных конвективных облаков. Также недостатками метода слоя являются предположения о том, что все изменения величин внутри выделенного слоя происходят адиабатически, адвективные изменения отсутствуют, масса воздуха выше любого уровня неизменна.

1.1.2. Учет неадиабатичности конвекции

В действительности при развитии конвекции предположение об адиабатичности процессов конвекции является сильным физическим упрощением

– между облаками, периферией крупных (более 10 км) облаков и окружающей средой осуществляется непрерывный обмен теплом, энергией, количеством движения и другими характеристиками [Назаренко А.В., 2008; Шметтер С.М., 1972].

Основной причиной обмена теплом, водяным паром и количеством движения является процесс *вовлечения* внутрь конвективных элементов.

Пристли показал, что движение конвективных элементов происходит под действием турбулентного обмена теплом и количеством движения с окружающим воздухом [Priestley C.H.B., 1953]:

$$\gamma > \gamma_a + \frac{T_e}{g} \frac{c_1 c_2 a^2 v}{r_0^4}, \quad (1.2)$$

где γ_a – вертикальный сухоадиабатический градиент температуры; T_e – температура воздуха; g – ускорение свободного падения; c_1 и c_2 – числовые множители, зависящие от формы частиц; a^2 – коэффициент температуропроводности; v – коэффициент турбулентной вязкости; r_0 – радиус воздушной частицы.

Из критерия устойчивости Пристли (1.2) следует, что движение массы воздуха зависит не только от градиента температуры, но и от размеров перемещающегося объема воздуха и интенсивности турбулентности. Чем меньше поднимающиеся частицы, тем большие γ требуются для конвекции [Priestley C.H.B., 1953].

Достоинством метода является учет процессов вовлечения, приводя-

щих к изменению критериев устойчивости атмосферы, тем самым меняя физические характеристики воздуха внутри конвективных элементов.

Общим недостатком методов частицы и слоя, а также неадиабатических моделей описания конвекции является упрощение микрофизических процессов Cb, в частности, отсутствие учета распределения частиц в облаке, их коагуляции, скорости гравитационного оседания, а также зарядения.

Несмотря на это, представленные выше методы описания конвекции получили дальнейшее развитие в применении к прогнозу гроз, шквалов, ливней и града. Первая попытка применения метода слоя к прогнозу конвективной облачности, гроз, ливней и града была сделана Н. Бирсом в 1949 г., теоретические положения которого были опубликованы в 1938-1939 гг. Я. Бьеркнесом и С. Петерсеном [Шишкин Н.С., 1964]. На базе адиабатических и неадиабатических моделей конвекции возникли индексы неустойчивости атмосферы. Расчет индексов проводится в разных слоях тропосфера. Такие индексы широко используются для прогноза опасных конвективных явлений, в том числе грозовой активности. Более подробно речь о них пойдет в главе 3 диссертации.

1.2. Электродинамические процессы, происходящие в конвективных облаках

Под воздействием сильных (более 10 м/с) вертикальных движений воздуха происходит взаимодействие жидких и твердых облачных частиц, называемых гидрометеорами (облачных и дождевых капель, частиц снега, льда и

ледяной крупы). Из-за воздействия гравитационных сил с одной стороны и вертикальных движений с другой, происходит поляризация облака, приводящая к возникновению электрического пробоя (молнии). При этом известны следующие механизмы генерации зарядов:

Безындукционный механизм генерации зарядов, заключающийся в столкновении частиц ледяной крупы с кристаллами снега в присутствии переохлажденной воды (схема И.М. Имянитова). Механизм описан в [Мучник В.М., 1974], а также развит в [MacGorman D. R., Straka J. M., et. al., 2001; Mansel E. R., MacGorman D.R., 2005; Ziegler C., D. MacGorman, J. D., 1991].

Столкновения между поляризованными облачными частицами и последующий отскок может послужить дополнительным механизмом для электризации облака. В том случае, если нижнее полушарие облачной частицы столкнётся с меньшей по размеру, но похожим образом поляризованной частицей, произойдёт обмен зарядами, в результате которого, большая частица приобретёт отрицательный заряд, а меньшая частица приобретёт такой же по величине положительный заряд. Разделение зарядов под воздействием гравитационных сил приведёт к тому, что верхняя часть облака будет заряжена положительно, а нижняя – отрицательно [Ziegler C. L., Peter S. R., 1986]. Носителями зарядов являются гидрометеоры, которые перемещаются со скоростью, которая складывается из их собственной скорости гравитационного оседания, скорости турбулентной коагуляции и вертикальной составляющей скорости ветра [Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., 1999; Мучник В.М., 1974; MacGorman D. R., Straka J. M., et. al, 2001; Mansel E. R., MacGorman D.R.,

2005; Ziegler C., D. MacGorman, J. D., 1991]. Причиной генерации зарядов является столкновение различных гидрометеоров, в частности, ледяной крупы и снежных частиц, ледяной крупы и частиц льда [Mansel E. R., MacGorman D.R., 2005]. При исследовании безындукционного механизма заряжения частиц рассматривается взаимодействие твердых гидрометеоров (ледяные кристаллы+ледяная крупа, частицы снега+ледяная крупа) [Gardiner B., Lamb D., R., 1986]. Попарным взаимодействием между другими гидрометеорами пренебрегают ввиду малости заряда, генерируемого вследствие их соударения/слипания [MacGorman D. R., Straka J. M., et. al, 2001; Mansel E. R., MacGorman D.R., 2005; Ziegler C., D. MacGorman, J. D., 1991].

Индукционный механизм заряжения гидрометеоров состоит в том, что гидрометеоры поляризуются под действием электрического поля атмосферы, формирующегося под влиянием процессов ионизации [Mason B. J., 1971; 1988; Mason J., 1988; Gaskell W., 1981; Illingworth A.J., Latham J., 1977]. При этом основными ионизаторами являются галактические и солнечные космические лучи (ГКЛ и СКЛ), естественные радиоактивные источники почвы (радон, радионуклиды ториевого и уранового рядов) [Семенченко Б.А., 2011; Старостина О.А. и др., 2013]. При этом предполагается, что взаимодействующие частицы имеют форму шара или эллипсоида (распределение зарядов по поверхности сложных тел не поддается теоретическому расчету), имеют разные диаметры, частицы соударяются по касательной, а электрическое поле однородно и квазистационарно [Мучник В.М., 1974]. При индукционном заряжении рассматривается взаимодействие жидких гидрометеоров

(облачные и дождевые капли), твердых с жидкими (ледяная крупа и облачные капли) и твердых (ледяная крупа и ледяные кристаллы). При соударении частицы меньшего размера, скользя по поверхности большей отрицательно заряженной частицы и, затем отрываясь от нее, приобретают положительный заряд. Затем происходит разделение зарядов поляризованных частиц в гравитационном поле [Мучник В.М., 1974]. В работах [Latham and Mason, 1962; Gaskell, 1989; Mansell, 2005] говорится о том, индукционная зарядка между твердыми частицами, а также между жидкими гидрометеорами в облаке вносят незначительный вклад в процессы электризации ввиду малости заряда между частицами из-за их кратковременного взаимодействия [Jennings, 1975; Sartor, 1981]. В [Jennings, 1975; Hesdon and Farley, 1987] отмечается, что индукционное заряжение между твердыми гидрометеорами а также между жидкими возможно только на начальных этапах процессов электризации, когда величина напряженности электрического поля не превышает 30 кВ/м. В соответствии с данной схемой, предполагается, что при соударении ледяной крупы и переохлажденными облачными каплями последняя скользит по поверхности первой и отталкивается от нее в ее верхней части [Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., 2013].

Диффузионный механизм – заряжение частиц облака (дождевых и облачных капель, частиц льда и ледяной крупы) вследствие диффузии к этим частицам атмосферных положительных и отрицательных ионов и их последующего захвата. При этом предполагается, что распределение частиц не является монодисперсным (подставляются средневзвешенные значения

диаметров, определяемые по формулам), а поле частиц – кулоновское [Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., 2013]. Однако, диффузионным заражением часто пренебрегают ввиду того, что, несмотря на высокое содержание легких ионов в облаке их вклад в объемные заряды небольшой, так как разность между концентрациями положительных и отрицательных ионов также невелика [Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., 1999]

Электризация при обзернении. Намерзание переохлажденных облачных капель на градинах может сопровождаться выбросом вторичных ледяных кристаллов (механизм Халлета - Моссопа), уносящих часть заряда, при этом равная по величине, но противоположная по знаку часть зарядов остается на градинах [Mossop S.C., 1985; H. J. aufm Kämpe and H. K. Weickmann, 1951; Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., 2013]. В работе Механизм Халлета-Моссопа является значимым в случае, если концентрация кристаллов льда превышает концентрацию облачных капель в несколько десятков раз [http://glossary.ametsoc.org/wiki/Hallett-mossop_process].

При описании схем генерации зарядов необходимо помнить, что на сегодняшний день отсутствует полное и строгое описание подобных механизмов. Это вызвано трудностью математического описания различных взаимодействий в облаке, их тесной связью, неполнотой натурных измерений характеристик облачных частиц. Помимо этого, в облаке на разных стадиях его развития и в различных его слоях генерация зарядов не происходит лишь по одному механизму [Мучник В.М., 1974]. Однако, ученые сходятся во мнени-

нии, что заряды, под действием мощных вертикальных движений, а также гравитационных сил, приводят к микро-, а затем к макрополяризации облака. Возникшая разность потенциалов влечет за собой явление пробоя (молнии). Значения напряженности АЭП (атмосферного электрического поля), достаточные для возникновения молниевых разрядов, составляют $(2-3,5) \cdot 10^5$ В/м [Мазин И.П, Хргиан А.Х., 1989; Мучник, В.М., 1974; Mansel E. R., MacGorman D.R., 2005]. На этих принципах основываются модели электризации конвективных облаков, которые получают все большее распространение в мировой практике для прогноза эволюции Сb, а также гроз. Известны как работы российских авторов [Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е. и др. 2015; Шаповалов А.В., 2003] так зарубежные работы [Mansel E. R., MacGorman D.R., 2005; MacGorman D. R., Straka J. M., et. al, 2001; Ziegler C., D. MacGorman, J. D., 1991; Gardiner B., Lamb D., et. al, 1984]. В работах [Zhao, P., Y. Yin, H. Xiao, 2015; Ferro, A. O., Mansell E. R., et. al, 2014; Qie X., Zhu R., et. al., 2014; Barthe C., Deierling W., et .al., 2007] описано применение данных прогнозов модели WRF-ARW к расчету электрических параметров атмосферы.

Помимо напряженности Е (В/м) и плотности объемного электрического заряда ρ_t (Кл/м³), основными характеристиками электрического поля атмосферы являются потенциал электрического поля ϕ (В), плотность электрического тока j (А/м²), электропроводность атмосферы λ (См/м), общее сопротивление атмосферы R (Ом), полный заряд атмосферы Q (Кл), полный электрический ток в атмосфере I (А) [Семенченко Б.А., 2011]. Данные о рас-

пределении этих характеристик также можно получать с помощью моделей электризации.

Выводы по Главе 1:

В главе 1 диссертации приведен краткий обзор термо- и электродинамических процессов, происходящих в конвективных облаках, и методов их описания. Отмечается, что гроза – явление комплексное, обусловленное действием как термо-, так и электродинамическими процессами в конвективных облаках. Кучево-дождевые облака, в которых возникают грозы, представляет собой особое гидродинамическое течение, состоящее из паровоздушной несущей среды и взвешенных в ней жидких и/или твердых частиц. Эти частицы, называемые гидрометеорами (облачные и дождевые капли, частицы снега, льда и ледяной крупы), могут двигаться как совместно с несущей средой, так и относительно нее с разными скоростями. Различие скоростей движения частиц может приводить к их столкновению между собой. Перемещение частиц сопровождается фазовыми переходами влаги, а также укрупнением и/или дроблением частиц за счет их столкновения. В общем случае это течение может содержать нескомпенсированные электрические заряды в виде ионов разного знака. Заряженные частицы под действием мощных вертикальных движений, а также гравитационных сил, приводят к микро-, а затем к макро- поляризации облака. Возникшая разность потенциалов влечет за собой явление пробоя.

Для прогноза грозовых явлений необходимо комплексно рассматривать

термо- и электродинамические процессы в конвективных облаках. Термодинамическое описание необходимо для учета восходящих потоков, которые должны вызвать появление компенсационных нисходящих движений между ними, разности температур и показателей влажности на различных облачных слоях, а также процессов вовлечения, приводящих к изменению критериев устойчивости атмосферы, тем самым меняя физические характеристики воздуха внутри конвективных элементов.

Описание процессов электризации (процессы генерации и разделения зарядов в облаке) необходимо, поскольку, с одной стороны, процессы заряжения облачных частиц, влияние внешнего электрического поля атмосферы играют существенную роль при конвективном облакообразовании, а с другой стороны, наличие электрического поля оказывает влияние на эффективность столкновения и эффективность слияния капель, кристаллизацию переохлаждённых капель, сублимационный рост ледяных частиц и т.д. Характер влияния электрического поля будет зависеть от величины и знака электрического поля (особенно его вертикальной составляющей), температуры воздуха, формы, скорости движения, химического состава частиц и т.д.

Комплексное описание термо- и электродинамических процессов возможно с помощью моделей электризации конвективных облаков, которые получают все большее распространение в мировой практике для прогноза эволюции Сb, а также гроз. Кроме того, модели электризации позволяют получать информацию о распределении напряженности Е (В/м), плотности объ-

емного электрического заряда ρ_t ($\text{Кл}/\text{м}^3$) и др. характеристик электрического поля атмосферы.

Глава 2. Исследование основных методов диагноза грозовой активности

2.1. Основные методы диагноза грозовых очагов

Рассмотрим основные методы, которые применяются для диагноза грозовой активности.

Данные станций мировой регулярной метеорологической сети. На метеостанции визуально устанавливается факт наличия грозы в срок наблюдения, а также между сроками в радиусе 5 км. Расшифровка международного кода КН-01 представлено в табл. 2.1 [*Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1965*]:

Таблица 2.1

Расшифровка международного кода КН-01 для ливня и грозы

Код КН-01	Метеорологическое явление
13	Зарница (без грома)
17	Гроза без осадков на станции или в поле зрения с громом
29	Гроза с осадками или без них
91	Гроза в последний час, небольшой дождь
92	Гроза в последний час, дождь умеренный или сильный
93	Гроза в последний час, слабый снег или слабый снег с дождем, град или крупа
94	Гроза в последний час, умеренный снег или умеренный

	снег с дождем, град или крупа
95	Гроза слабая или умеренная, дождь или снег
96	Гроза слабая или умеренная, град или снежная крупа
97	Гроза сильная, дождь или снег
98	Гроза, пыльная или песчаная буря
99	Сильная гроза, град или снежная крупа

Мелкими голубыми точками на рисунке обозначены молнии, которые произошли в течение 10 минут, более поздние разряды показаны зелеными (10 - 20 минут назад), желтыми (20 - 30 минут назад) и, наконец, красными – те, что наблюдались 40 минут назад. Пустые белые окружности означают, что в данный момент времени по каким-либо причинам, ОНЧ (очень низкие частоты) – приемник выключен. Крупными прозрачными точками с красной звездой внутри обозначены станции, оборудованные ОНЧ – приемниками, регистрирующие молниевую активность.

Более наглядное изображение мировой грозометрической сети представлено на рис.2.2, где красными точками показаны станции ОНЧ – приемников [http://wwlln.net/TOGA_network_global_maps.htm].

Сеть WWLLN регистрирует молнии с помощью приемников ОНЧ–диапазона (3-30 кГц) [Дружин Г.И., 2003]. WWLLN обнаруживает атмосферики (или просто сферики) – низкочастотные электромагнитные волны, распространяющиеся в естественном волноводе, образованном ионосферой

Земли и ее поверхностью. Источником таких волн являются атмосферные электрические разряды, например, молнии [Мареев Е.А., 2010; Мельников А.Н., Санников Д.В. и др. 2008; Lay E.H,2008].

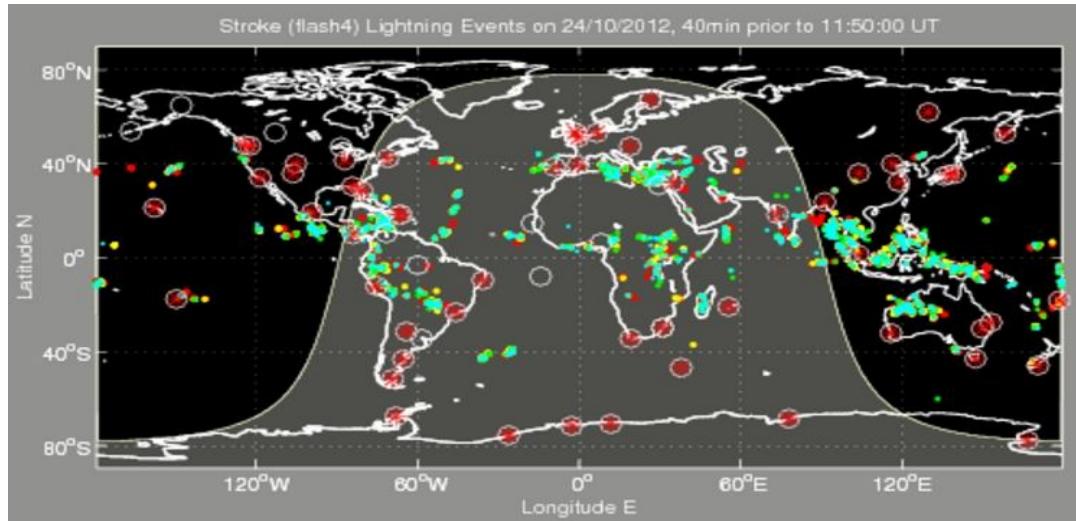


Рис. 2.1. Пример результатов регистрации грозовых разрядов с помощью системы WWLLN, происходящих в мире на период 24. 10. 2012 г. (Наблюдения на 11:50:00 UTC) [http://wwlln.net/TOGA_network_global_maps.htm]



Рис. 2.2. Распределение станций, оборудованных ОНЧ – приемниками для регистрации мировой молниевой активности сети WWLLN

WWLLN функционирует с 2001 года под управлением Университета Вашингтона, Сиэтл, США (University of Washington, Seattle, USA). Информация о молниевой активности поступает с 55 ОНЧ – приемников в базы данных двух аналитических станций, расположенных в г. Сиэтл, шт. Вашингтон, США и г. Данидин, Новая Зеландия. Далее информация из этих баз распространяется в научные институты и некоторые аэропорты через единственный авторизованный центр Weather Decision Technologies (WDT), находящийся в г. Сиэтл, шт. Вашингтон, США и функционирующий с 2007 г [Lay E.H, 2008].

В лаборатории Моделирования общей циркуляции атмосферы и климата (МОЦАиК) ФГБУ “Гидрометцентр России” организовано поступление данных о грозах сети WWLLN. Данные поступают в БД SQL каждые 10 минут и содержат информацию о сроке, дате и координатах молниевого разряда.

Региональные сети регистрации молниевой активности. Региональные наземные системы обнаружения молний показывают местонахождение молниевой активности в режиме реального времени, но только для ограниченной области (100-300 км). Регистрация молниевых разрядов также происходит с помощью приемников ОНЧ – диапазона [Lay E.H, 2008]. Существуют Американская, Канадская, Австралийская, Новозеландская и Бразильская сети обнаружения молний [Lay E.H, 2008]. Региональные системы регистрации гроз, в отличие от глобальной, фиксируют молнии двух типов: “облако - земля” и внутриоблачные [Lay E.H, 2008].

На территории России регистрацию молниевых разрядов выполняет аппаратно – программный комплекс грозопеленгационная система (АПК ГПС) Росгидромета “Алвес 9.07”, концепция построения которой была разработана Главной Геофизической Обсерваторией им. Воейкова [*Снегуров A.B., Снегуров В.С., 2012*]. Система обеспечивает регистрацию волновых форм электромагнитного излучения (ЭМИ) молниевых разрядов на удалении до 60 км, привязку к сигналам точного времени GPS, определение полярности и амплитуды, а также длительности переднего фронта и первой полуволны [*Никитин Д., 2010*]. Полученная информация о молниевых разрядах наносится на географическую карту с указанием временной отметки и пространственных координат. В состав АПК ГПС входят индикаторы, сервер АПК ГПС со специальным программным обеспечением, включающим программы по сбору данных с индикаторов, сохранению данных регистрации, расчету географических координат разрядов. Данные с индикатора поступают в ФБГУ ”ГГО” в формате: дата, время (UTC) начала грозы, дата, время (UTC) окончания грозы, координаты центра грозовой ячейки (долгота, широта,°) и количество разрядов [*Никитин Д., 2010; Снегуров А.В., Снегуров В.С., 2012*].

На период 2013 г. основу системы составляло 47 индикаторов, установленных в пунктах: Великий Новгород, Тихвин, Гдов, Минск, Ростов-на-Дону, Сочи, Темрюк, Ставрополь, Краснодар, Туапсе, Калуга, Смоленск, Вышний Волочек, Выборг, Кондопога, Воейково, Сортавала, Калинград, Рыбинск, Рязань, Л.Поле, Вязники, Казань (Н.Вязовые), Самара (Новодевичье),

Пенза (Каменка), Тамбов (Жердевка), Саратов (Славнуха), Волгоград (Волжский), Астрахань (Лиман), Элиста (Яшкуль), Усть-Лабинск, Павловск (Воронеж), Курск (Фатеж), Брянск (Жуковка), Великие Луки, Нальчик, Кандалакша, Вологда, Вельск, Кемь, Медвежьегорск, Емецк, Мурманск, Петрозаводск, Архангельск. На рис. 2.3 красными квадратами показано наличие действующих индикаторов. Следует отметить, что АПК ГПС отображает метеоявления по данным метеорологических радиолокаторов, высоту верхней границы облаков по данным искусственных спутников земли, а также наземную метеоинформацию. Данные о молниевых разрядах отображены на карте Google Maps [<http://www.grozy.ru/>; <http://www.lightnings.ru>]. Информация о грозовой деятельности, зафиксированная АПК ГПС доступна на сайтах <http://www.grozy.ru/> и <http://www.lightnings.ru>. Доступ только за плату.

В лаборатории МОЦАиК ФГБУ “Гидрометцентр России” организовано поступление данных о грозах сети ФГБУ ”ГГО”. Данные о зафиксированных грозовых очагах поступают в БД SQL раз в стуки и содержат информацию о сроке, дате и координатах грозового очага.

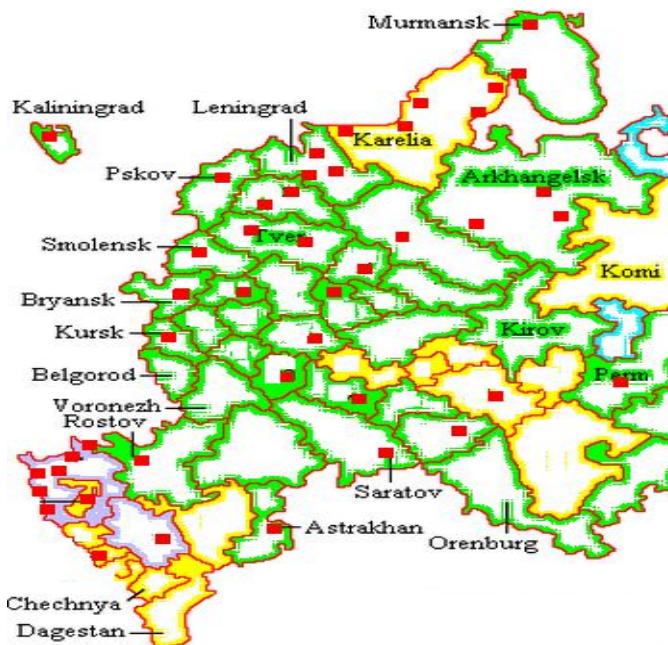


Рис. 2.3. Распределение станций для регистрации гроз сети ФГБУ "ГГО" [https://ru.wikipedia.org/wiki/Европейская_часть_России#/media/File:Russia-Subdivisions.png]

ФГБУ “Высокогорный геофизический институт” (ФГБУ “ВГИ”) развернута сеть регистрации гроз, действующая на территории Северо-Кавказского федерального округа (СКФО) РФ [Аджиев А.Х., Стасенко В.Н. и др, 2013]. Сеть образована четырьмя грозопелегаторами, расположенными вблизи городов Черкесск (Карачаево-Черкесская Республика), Кызылурун (Кабардино-Балкарская Республика), Ставрополь и Зеленокумск (Ставропольский край) (синие точки на рис. 2.4). Информация о грозах в режиме реального времени передается в центральный пункт, находящийся в г. Нальчик (зеленый эллипс на рис. 2.4). Для определения местоположения разрядов молний разных типов (внутриоблачных и типа облако-земля) применяются одновременно две методики: пеленгационная и разностно- дальномерная. В

первой линии положения разряда молнии определяются значениями пеленгов на излучатель, во второй – величиной разности времени прихода ЭМИ разряда молнии [Аджиев А.Х., Стасенко В.Н. и др., 2013].

Каждый грозопеленгатор имеет два датчика: низкочастотный (для регистрации молний типа облако-земля и части внутриоблачных разрядов) и высокочастотный (только для регистрации внутриоблачных молний). На центральном пункте сбора и обработке информации и на каждой из мачт с грозопеленгатором установлено по GPS-антенне, которые определяют точное время со спутников. Это позволяет синхронизировать время измерений, производимых всеми грозопеленгаторами, и время на центральном пункте с точностью до 100 нс. Для каждого разряда определяется: дата и время разряда молнии, широта и долгота места разряда, тип разряда (внутриоблачный или типа облако-земля), знак разряда, сила тока в канале разряда (кА), время нарастания силы тока в канале разряда молнии до пикового значения (мкс), время уменьшения силы тока от пикового значения до нуля (мкс) [Аджиев А.Х., Стасенко В.Н. и др, 2013].

В лаборатории МОЦАиК ФГБУ “Гидрометцентр России” организовано поступление данных о грозах сети ФГБУ ”ВГИ”. Данные о зафиксированных грозовых очагах поступают в БД SQL раз в сутки и содержат информацию о сроке, дате и координатах грозового очага.

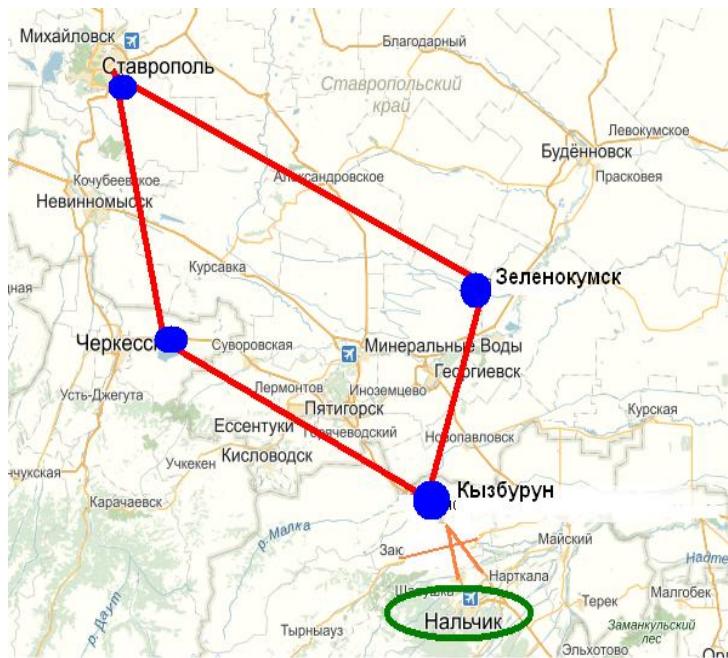


Рис. 2.4. Распределение станций для регистрации гроз сети ФГБУ "ВГИ"

Также на территории России регистрацию молниевых разрядов выполняет система “Верея-МР”, развернутая ФГУ “Авиалесоохрана”. Принцип ее действия состоит в следующем: каждый пункт регистрирует время приема сигнала излучения, его направление, амплитудные характеристики принятого сигнала и передает полученные данные в обрабатывающий центр. Погрешность определения места грозы составляет 3 км. Существующая сеть пеленгации гроз образована 26 пунктами регистрации гроз [Никитин Д., 2010]. Информация о грозовой деятельности предоставляется по запросу.

Данные метеорологических локаторов. Метеорологический радиолокатор (МРЛ) является прибором для обнаружения облаков и явлений по nim, которые сопутствуют конвективным облакам – грозам, шквалам, ливням и граду [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012].

Метеорологические некогерентные радиолокаторы определяют ОЯ (опасные явления) по косвенным признакам – измерениям высоты верхней границы радиоэха и отражаемости кучево-дождевой облачности. Затем, используя эмпирические критерии вероятности радиолокационной опасности, принимают решение.

Принцип действия радиолокатора состоит в том, что электромагнитная энергия сверхвысокочастотного диапазона радиоволн (обычно в диапазоне длин волн $\lambda=1\dots10$ см) излучается в виде кратковременных импульсов ($\tau=1\dots2$ мкс) большой, свыше 100 кВт мощности. Излучение импульсов происходит узконаправленной параболической антенной, которая фокусирует электромагнитное излучение в весьма узкий радиолуч с шириной диаграммы направленности, как правило, не более 0.5 градуса [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012]. Принятый сигнал, или радиоэхо, очень слаб по сравнению с посыпаемым импульсом. После значительного его усиления, сначала антенной, а затем приемником, и после детектирования поступает на устройство визуального отображения информации. В простейшем случае устройство визуального отображения информации, – это электронно-лучевая трубка (ЭЛТ) [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012].

Временная развертка ЭЛТ запускается синхронно с импульсом передатчика, в промежутке между импульсами передатчика приемник работает на прием. Таким образом, отраженный от цели сигнал появляется на некотором расстоянии от начала развертки. Расстояние от начала развертки, пред-

ставляет собой промежуток времени, необходимый для прохождения лучом двойного пути между приемно-передающим устройством и отражающей его целью градуса [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012]. Положение отражаемого сигнала характеризует удаление до цели, а если известны угол места и азимут луча, излучаемого антенной, то можно определить положение цели в пространстве.

На территории России действуют ДМРЛ и МРЛ в Москве, Санкт-Петербурге, Самаре, Анапе, Твери, Ростове-на-Дону, Калуге, Волгограде, Нижнем Новгороде, Екатеринбурге, Перми, Сочи, Краснодаре, Минеральных водах [<http://www.milmeteo.org/mrl.php>]:

Пример радиолокационной карты показан на рис. 2.5.

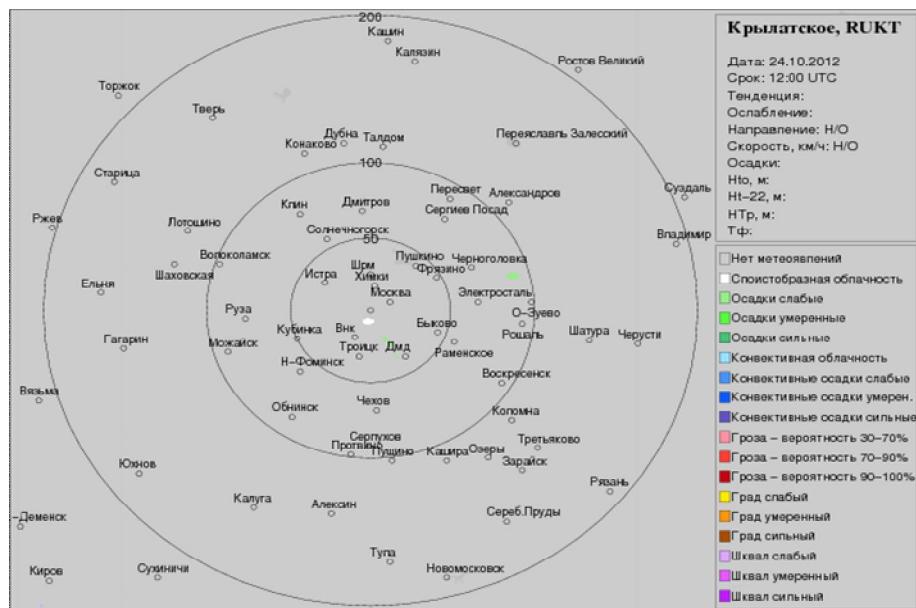


Рис. 2.5. Радиолокационная карта метеоявлений с радара RUKT — МРЛ Крылатское, Москва, Россия (Радиолокационные наблюдения за UTC: 12:00)[<http://www.milmeteo.org/mrl.php>]

Данные метеорологических спутников. Метеорологический спутник — искусственный спутник Земли для сбора информации о состоянии атмосферы и снабжённый аппаратурой для измерения интенсивности излучения Земли и её атмосферы в различных диапазонах длин волн.

Метеорологические спутники дают информацию о распределении облачности над земным шаром, о потоках коротковолновой и длинноволновой радиации, уходящих от Земли в космос, полярных сияниях и в том числе о грозах. В пределах предварительно распознанной кучево-дождевой облачности по спутниковой информации рассчитывается функция для диагноза интенсивности конвективных явлений [Алексеева А.А., Бухаров М.В. и др., 2006].

2.2. Методика оценки точности сетей регистрации грозовой активности

Сопоставление данных о грозовой деятельности по синоптической сети и сетям регистрации гроз WWLLN, ФГБУ "ГГО" и ФГБУ "ВГИ" произведено на примере гроз, наблюдавшихся в период 13 мая – 31 августа 2013 г. для различных территорий России. Для сопоставления использовались данные сетей о громе в сроки (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21ч). Данные о громе, полученные от синоптической сети, принимаем за истинные значения, а данные инструментальных сетей – за информацию, точность которой необходимо проверить [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012]. Молниевые разря-

ды, наблюдавшиеся в течение +/- 15 минут и находящиеся в радиусе 10 км друг от друга, считаются за один грозовой очаг. Сопоставление грозовых очагов по двум наблюдательным сетям произведено с различными допусками: 15, 25, 50, 75 и 100 км.

Оценка точности инструментальных данных о грозах сетей WWLLN, ФГБУ "ГГО" и ФГБУ "ВГИ" включает расчет четырех статистических величин достоверности, вероятности ложного диагноза, вероятности обнаружения и вероятности необнаружения гроз [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012].

Достоверность сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ" – отношение числа случаев гроз по данным сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ", совпавших со случаями гроз по данным синоптических станций, к числу случаев гроз по сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ" [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012]:

$$A = \frac{n_1}{N} \cdot 100\% , \quad (2.1)$$

где А – достоверность сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ", %; n_1 – число случаев, когда гроза, обнаруженная грозоотметчиками, подтверждена данными наблюдения по синоптической сети; N – общее число гроз, обнаруженных сетью WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ".

Вероятность ложного диагноза сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ", - отношение числа случаев гроз по данным сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ", не совпавших со случаями гроз по данным

синоптических станций, к числу случаев гроз по сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ" [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012]:

$$F = \frac{n_2}{N} \cdot 100\%, \quad (2.2)$$

где F – вероятность ложного диагноза сети WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ", %; n₂ – число случаев, когда гроза, обнаруженная грозоотметчиком, не подтверждена данными наблюдения по синоптической сети.

Вероятность обнаружения гроз сетью WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ" – отношение числа случаев, когда грозы, зафиксированные сетью синоптических станций были обнаружены сетью WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ" к общему числу гроз, зафиксированных сетью синоптических станций [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012]:

$$D = \frac{k_1}{K} \cdot 100\%, \quad (2.3)$$

где D – вероятность обнаружения гроз сетью WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ", %; k₁ – число случаев, когда гроза, зафиксированная сетью синоптических станций, была обнаружена сетью WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ"; K – общее количество гроз, зафиксированное синоптической сетью.

Вероятность необнаружения гроз сетью WWLLN, ФГБУ "ГГО" или ФГБУ "ВГИ" – отношение числа случаев, когда грозы, зафиксированные сетью синоптических станций были обнаружены сетью WWLLN, ФГБУ

”ГГО” или ФГБУ ”ВГИ”, к общему числу гроз, зафиксированных сетью синоптических станций [Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В. и др., 2012]:

$$M = \frac{k_2}{K} \cdot 100\%, \quad (2.4)$$

где М – вероятность необнаружения гроз сетью WWLLN, ФГБУ ”ГГО” или ФГБУ ”ВГИ”, %; k_2 – число случаев, когда гроза, зафиксированная сетью синоптических станций, не была обнаружена сетью WWLLN, ФГБУ ”ГГО” или ФГБУ ”ВГИ”.

Точность исследуемой сети считается приемлемой, если показатели достоверности выше вероятности ложного диагноза и вероятность обнаружения выше вероятности необнаружения гроз.

В табл. 2.2 и табл. 2.3 представлены результаты оценки точности сети WWLLN за конвективный сезон 13 мая – 31 августа 2013 г. по территории ЦФО. Приемлемые показатели точности сети отмечены с допуском 50 км. Суммарное число фактических грозовых очагов, зафиксированных сетью синоптических станций и сетью WWLLN, составляет 1105, при этом 810 зафиксировано сетью метеостанций (на территории ЦФО их насчитывается порядка 90) и 910 сетью WWLLN. Оценка точности БД WWLLN показывает, что достоверность выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 25, 50, 75 и 100 км: достоверность равна 0,36; 0,65; 0,77 и 0,82 соответственно. Для случая с допуском 15 км достоверность данных сети составляет 0,16.

Расчет указанных четырех показателей точности данных о грозах, получаемых от сети ФГБУ “ГГО”, произведен для ЕТР за период 13 мая – 31 августа 2013 г. (см. таблицы 2.4 и 2.5). Количество гроз, зафиксированное сетью синоптических станций, составляет 3117, по сети ФГБУ “ГГО” – 3166. Оценка точности БД ФГБУ “ГГО” показывает, что достоверность выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 25, 50, 75 и 100 км: достоверность равна 0,51; 0,73; 0,94 и 0,98 соответственно. Для случая с допуском 15 км достоверность данных сети составляет 0,24.

Таблица 2.2

Достоверность и вероятность ложного диагноза сети регистрации гроз

WWLLN (ЦФО)

Характеристика, доли единицы	Допуск, км				
	15	25	50	75	100
Число гроз, подтвержденных метеостанцией n_1	143	331	591	698	747
Число гроз, не подтвержденных метеостанцией n_2	767	579	319	212	163
Число гроз, зафиксированных сетью WWLLN, N	910				
Достоверность сети WWLLN, A	0,16	0,36	0,65	0,77	0,82
Вероятность ложного диагноза сети WWLLN, F	0,84	0,64	0,35	0,23	0,18

Таблица 2.3

Вероятность обнаружения и необнаружения гроз сети регистрации гроз

WWLLN (ЦФО)

Характеристика, доли единицы	Допуск, км				
	15	25	50	75	100
Число гроз, подтвержденных метеостанцией k_1	157	359	607	739	780
Число гроз, не подтвержденных метеостанцией k_2	653	451	203	71	30
Число гроз, зафиксированных на метеостанции К	810				
Вероятность обнаружения гроз WWLLN, D	0,19	0,44	0,75	0,91	0,96
Вероятность необнаружения гроз WWLLN, M	0,81	0,56	0,25	0,09	0,04

Таблица 2.4

Достоверность и вероятность ложного диагноза гроз по сети ФГБУ “ТГО”

(ETP)

Характеристика, доли единицы	Допуск, км				
	15	25	50	75	100
Число гроз, подтвержденных метеостанцией n_1	768	1599	2325	2987	3098
Число гроз, не подтвержденных метеостанцией n_2	2398	1567	841	179	68
Число гроз, зафиксированных сетью ФГБУ “ТГО”, N	3166				
Достоверность сети ФГБУ “ТГО”, A	0,24	0,51	0,73	0,94	0,98
Вероятность ложного диагноза сети ФГБУ “ТГО”, F	0,76	0,49	0,27	0,06	0,02

Таблица 2.5

*Вероятность обнаружения и необнаружения гроз по сети ФГБУ “ГГО”
(ETP)*

Характеристика, доли единицы	Допуск, км				
	15	25	50	75	100
Число гроз, подтвержденных метеостанцией k_1	768	1578	2325	2987	3098
Число гроз, не подтвержденных метеостанцией k_2	2349	1539	792	130	19
Число гроз, зафиксированных на метеостанции К	3117				
Вероятность обнаружения гроз сетью ФГБУ “ГГО”, D	0,25	0,51	0,75	0,96	0,99
Вероятность необнаружения гроз сетью ФГБУ “ГГО”, M	0,75	0,49	0,25	0,04	0,01

Оценка точности данных сети ФГБУ “ВГИ” произведена за период 13 мая – 31 августа 2013 г. для части территории СКФО России, ограниченной пунктами грозорегистрации – Кызбурун (Кабардино-Балкарская Республика), Черкесск (Карачаево-Черкесская Республика), Ставрополь и Зеленокумск (Ставропольский край) [Аджиев А.Х., Стасенко В.Н. и др., 2013,]. Число гроз, зафиксированное сетью ФГБУ “ВГИ”, составляет 434, а число гроз, зарегистрированное сетью синоптических станций для указанной области – 428 (см. таблицы 2.6 и 2.7).

Таблица 2.6

*Достоверность и вероятность ложного диагноза гроз по сети ФГБУ “ВГИ”
(СКФО)*

Характеристика, доли единицы	Допуск, км				
	15	25	50	75	100
Число гроз, подтвержденных метеостанцией n_1	198	299	378	405	415
Число гроз, не подтвержденных метеостанцией n_2	236	135	56	29	19
Число гроз, зафиксированных сетью ФГБУ “ВГИ”, N	434				
Достоверность сети ФГБУ “ВГИ”, A	0,46	0,69	0,87	0,93	0,96
Вероятность ложного диагноза сети ФГБУ “ВГИ”, F	0,54	0,31	0,13	0,07	0,04

Таблица 2.7

*Вероятность обнаружения и необнаружения гроз по сети ФГБУ “ВГИ”
(СКФО)*

Характеристика, доли единицы	Допуск, км				
	15	25	50	75	100
Число гроз, подтвержденных метеостанцией k_1	134	220	293	366	393
Число гроз, не подтвержденных метеостанцией k_2	294	208	135	62	35
Число гроз, зафиксированных на метеостанции K	428				
Вероятность обнаружения гроз сетью ФГБУ “ВГИ”, D	0,31	0,51	0,68	0,86	0,92
Вероятность необнаружения гроз сетью ФГБУ “ВГИ”, M	0,69	0,49	0,32	0,14	0,08

Оценка точности БД ФГБУ “ВГИ” показывает, что достоверность выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 25, 50, 75 и 100 км: достоверность равна соответственно 0,69; 0,87; 0,93 и 0,96. Для случая с допуском 15 км достоверность данных сети составляет 0,46.

Выводы по главе 2:

В последнее время стали доступны данные о молниевых разрядах грозопеленгаторных сетей. Задача, поставленная в главе 2 – освоение работы с информацией о грозах этих сетей, их накопление в базы данных, а также сравнение с данными сети синоптических станций. Оценка точности данных сетей регистрации гроз показала, что:

1. достоверность данных измерений сети WWLLN выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 50, 75 и 100 км. Показатели достоверности соответственно равны 0,65, 0,77 и 0,82.
2. достоверность данных измерений сети ФГБУ “ГГО” выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 25, 50, 75 и 100 км: достоверность равна 0,51; 0,73; 0,94 и 0,98 соответственно.
3. достоверность данных измерений ФГБУ “ВГИ” выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками 25, 50, 75 и 100 км: достоверность равна соответственно 0,69; 0,87; 0,93 и 0,96.

Таким образом, представленные оценки точности инструментальных грозометрических сетей позволяет оценить применимость данных фактической информации о грозах для валидации прогнозов.

Глава 3. Анализ качества прогноза грозовой активности по индексам неустойчивости атмосферы с использованием результатов прогностической мезомасштабной модели

3.1. Используемая конфигурация мезомасштабной численной модели WRF-ARW

Расчет исследуемых индексов неустойчивости основывается на прогнозах температуры воздуха, точки росы, давления и скорости ветра. В диссертационной работе использована версия модели WRF-ARW 3.4.1 с разрешением 18 км по горизонтали и 41 уровнями по вертикали [*William C. Skamarock Joseph B. Klemp, 2008*]. Решение уравнений для всех компонент вектора скорости, в том числе и вертикальной, рассчитываются как часть системы уравнений негидростатической модели WRF-ARW 3.4.1 [*Skamaroch, Klemp, et. al, 2008*]. Конфигурация модели включает следующие параметризации: микрофизика – схема Томпсона [*Thompson, G., R. M. Rasmussen, et. al, 2004*], длинноволновая и коротковолновая радиация – RRTMG, приземный и пограничный слои – MYNN, почва – Noah [*Ek M. B., Mitchell K. E., et. al, 2003*], конвекция – схема Беттса – Миллера – Янич [Janjic, Z. I., 1994]. Использованная численная схема микрофизических процессов в облаках Томпсона – наиболее полная, так как описывает взаимные фазовые переходы между всеми видами гидрометеоров (водяным паром, облачной водой, дождем, льдом, снегом и ледяной крупой) [*William C. Skamarock Joseph B. Klemp, 2008*].

2008; Бычкова В. И., Рубинштейн К. Г. и др., 2013]. Выбор этой схемы обусловлен лучшим качеством прогноза осадков и температуры на территории ЦФО [Бычкова В. И., Рубинштейн К. Г. и др., 2013].

3.2. Индексы неустойчивости атмосферы

Технология прогноза грозы усложнялась с увеличением объёма знаний о термодинамике кучево-дождевых облаков, атмосферном электричестве и развитием вычислительной техники. Долгое время применялись *расчётные (косвенные) методы прогноза грозы*. Они основаны на том, что процессы электризации в облаке явно не учитываются, а лишь косвенно схематически описываются через термодинамические параметры атмосферы [Зверев А.С., 1968]. На сегодняшний день в мире широко известны 26 индексов неустойчивости, применяемые для прогноза конвективных явлений погоды. Классифицируем их в зависимости от того, в каких слоях атмосферы оценивается степень неустойчивости, основного предиктора грозопасности. Большинством индексов оценивается степень неустойчивости в облачном слое (табл. 3.1), либо облачном и подоблачном слоях (табл. 3.2). Это объясняется тем, что восходящие вертикальные движения начинаются в теплом влажном воздухе подоблачного слоя, а в облачном слое усиливаются и здесь накапливаются гидрометеоры (капли воды, частицы льда, снежной крупы), взаимодействие которых приводит к образованию электрических зарядов [Имянитов И.М., Чабарина Е.В. и др., 1971, Мазин И.П., Хргиан А.Х., 1989; Шметер С.М., 1972].

Таблица 3.1

Индексы неустойчивости атмосферы, оценивающие степень неустойчивости облачного слоя

Индекс, единица измерения	Обозначение	Формула для расчета	Пороговое значение для прогноза наличия гроз	Источник
Showalter index, °C	SI	$T_{500} - (T'_{850} - T'_{500})$	≤ -3	[Showalter, A.K., 1947]
Vertical totals index, °C	VT	$T_{850} - T_{500}$	≥ 26	[Miller, R.C., 1972]
Cross totals index, °C	CT	$Td_{850} - T_{500}$	≥ 18	[Miller, R.C., 1972]
Total totals index, °C	TT	$T_{850} - Td_{850} - 2T_{500}$	≥ 44	[Miller, R.C., 1972]
Severe Weather ThrEAT index	SWEAT	$12 \cdot Td_{850} + 20 \cdot (T_{850} - Td_{850} - 2T_{500} - 49) + 2 \cdot (v_{850} - v_{500}) + 125(\sin(\alpha_{500} - \alpha_{850}) + 0,2)$	≥ 250	[George, J.J., 1960; Miller, R.C., 1972]
Whiting index, °C	K	$T_{850} - T_{500} + Td_{850} - dd_{700}$	≥ 20	[Richter H., 2004]
S-index, °C	S	$T_{850} - Td_{850} - 2T_{500} - dd_{700} - m$	≥ 40	[Reymann M.,

				<i>Piasecki, J., et. al, 1998]</i>
Rackliff-Jefferson index, °C	RJI	$1,6 \cdot \theta_{850} + Td_{850} - 0,5 \cdot dd_{700} - 8$	≥ 29	[Jefferson, G.J., 1963]
Bradbury index, °C	BI	$\theta_{500} - \theta_{850}$	≤ -2	[Bradburry, T.A.M., 1977]
Litynska index, °C	Lityn	$dd_{850} + dd_{700} + dd_{500}$	≤ 30	[Litynska, Z., J., 1974]
Adedokun index, °C	Aded	$\theta_{850} - \theta_{500}$	≥ 2	[Adedokun, J.A., 1981]
Convective Available Potential Energy, Дж/кг · К	CAPE	$-R \int_{850}^{500} (T' - T) d(\ln p)$	≥ 0	[http://www.spc.noaa.gov/exp/er/mesoanalysis/Charba,J.P., 1977; Haklander,A.J, Delden A.V., 2003]
Modified Convective Available Potential Energy, Дж/кг · К	CAPE*	$\sqrt{2CAPE}$	≥ 0	[Maurice J. Schmeits, Kees J. Kok, 2004]
Индекс Фатеева, °C	A	$T_{850} - T_{500} - (dd_{850} + dd_{700} + dd_{600} + dd_{500})$	≥ 0	[<i>Насыщление, 1965</i>]

BRN-index, $\text{Дж} \cdot \text{с}^2/\text{кг} \cdot \text{м}^2$	BRN	$\frac{\text{CAPE}}{0,5 \cdot (v_{500} - v_{850})^2}$	≥ 10	[Weisman, M.L. and J.B. Klemp, 1982]
---	-----	---	-----------	---

В табл.3.1 T_x – температура воздуха на изобарической поверхности x гПа, °C; T_{2m} – температура воздуха на высоте 2 м, °C; T'_x – температура частицы облачного воздуха на изобарической поверхности x гПа, °C; T'_{2m} – температура частицы облачного воздуха на высоте 2 м, °C; θ_x – потенциальная температура воздуха на изобарической поверхности x гПа, °C; Td_x – температура точки росы на изобарической поверхности x гПа, °C; dd_x – дефицит точки росы на изобарической поверхности x гПа, м/c; v_x – скорость ветра на изобарической поверхности x гПа, м/c; α – направление ветра, °.

Индекс SI оценивает разницу температуры окружающего воздуха на поверхности 500гПа (середина кучево-дождевого облака) с температурой частицы. Индекс VT основан на простой разнице температуры средней части облака и нижней границы конвективного облака (то есть соответствует $\sim\gamma$).

Индексы СТ и ТТ – модификации индекса VT, однако на уровне конденсации учитывается влажность основания облака (формирование Cb с учетом Td_{850}).

Индекс SWEAT учитывает вертикальный сдвиг ветра, то есть горизонтальное смещение различных частей облака при его эволюции. Индексы К и S оценивают вертикальную разность температур в нижней половине Cb, влажность на уровне конденсации, а также испарение Cb при вовлечении в серединной

части облака, выраженный учетом дефицита точки росы вне Сb на изобарической поверхности 700 гПа. При этом m учитывает обмен облачного воздуха и воздуха, окружающего Сb. В индексе S коэффициент $m = 0$ при большой неустойчивости ($VT > 25$); $m = 2$ при малой неустойчивости ($22 \leq VT \leq 25$); $m = 6$ при устойчивости ($VT < 22$). Индексы RJI, BI, а также AI оценивают величину конвективного потока тепла в облаке посредством анализа распределения, в том числе, потенциальной температуры. Индексы CAPE и CAPE* оценивают энергию неустойчивости, то есть работу, совершающую силой плавучести при ее адабатическом подъеме единичной массы от нижней границы данного слоя до верхней и, следовательно, конвективную вертикальную скорость [Матвеев Л.Т., 2000]. В расчет индекса Lityn входят дефициты точки росы изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа, учитывающие испарение и охлаждение Сb при процессах вовлечения на уровнях конвекции, конденсации и в серединной части облака. Индекс Фатеева A оценивает то же и неустойчивость в нижней половине тропосферы (T850-T500). Индекс BRN оценивает энергию неустойчивости конвективного облака и вертикальное смещение слоев Сb друг относительно друга при его эволюции.

Таблица 3.2

Индексы неустойчивости атмосферы, оценивающие степень неустойчивости облачного и подоблачного слоев

Индекс, единица измерения	Обозначение	Формула для расчета	Пороговое значение для прогноза наличия гроз	Источник
Convective inhibition index, Дж/кг·К	CIN	$-R \int_{\text{приземн}}^{700} (T-T)d(\ln p)$	≥ 0	[http://www.scs.netai.net/I_20_Storm-indicators.html]
Rackliff index, °C	RI	$\theta_{2M} - \theta_{500}$	≤ 8	[Richter H., 2008]
Lifted index, °C	LI	$T_{500} - T'_{500}$	≥ 2	[Galway, J.G., 1956]
Barlow index, °C	B	$Td_{850} + T_{850} - T_{500} - T'_{500}$	≥ 30	[Barlow, W.R., 1993]
Thompson index, °C	KO	$T_{850} - 2T_{500} + Td_{850} - dd_{700} + T'_{500}$	≥ 18	[Thompson, R.L., R. Edwards, 2003]

Modified Total totals index, °C	TT*	$\frac{(T_{2m}+T_{850})}{2} + \frac{(Td_{2m}+Td_{850})}{2} - 2 \cdot T_{500}$	≥ 57	[Webb R., King P., 2002]
Modified Whiting index, °C	K*	$\frac{(T_{2m}+T_{850})}{2} + \frac{(Td_{2m}+Td_{850})}{2} - T_{500} - dd_{700}$	≥ 38	[Barlow, W.R., 1993]
Huntrisier index	HI	$T_{500} - T'_{500} - 0,1 \cdot (v_{2m} - v_{500}) + 0,1 \cdot dd_{600}$	≤ 40	[Huntriser, H., Schiesser, H.H., 1997]
Andersson index, °C	AI	$0,5 \cdot (\theta_{500} + \theta_{700}) - 0,5 \cdot (\theta_{850} + \theta_{2m})$	≤ 6	[Andersson, T., Andersson, M., 1989]
Modified Lifted index, °C	LI*	$\min(T_{500} - T'_{500})$	-	[Galway, J.G., 1956]

В табл. 3.2 R – универсальная газовая постоянная сухого воздуха, Дж/кг·К.

Индекс CIN оценивает энергию неустойчивости с уровня приземного слоя до серединной части облака (700 гПа) и, следовательно, конвективную скорость. Разность потенциальной температуры, входящая в расчет индекса RI, оценивает конвективный поток тепла во всей толще облачного воздуха, начиная с приземенного слоя. Индекс LI позволяет установить разницу температур частицы, начиная от приземного слоя до середины Сб. Прогноз нали-

чия гроз по LI* дают в точках с минимальным значением индекса. Индекс В учитывает влияние теплого и влажного воздуха, входящего внутрь Сb через его нижнюю треть а также разницу температур частицы в приземном слое и середине Сb. Индекс КО оценивают разность температур воздуха на границах Сb, изменение температуры частицы в приземном слое и уровне конвекции, влажность на уровне конденсации, а также вовлечение в серединной части облака, выраженный учетом дефицита точки росы на изобарической поверхности 700 гПа. В расчет модифицированного индекса TT* входят учет теплого влажного воздуха пограничного слоя, а также температура воздуха в середине Сb. Модифицированный индекс Вайтинга K* учитывает те же параметры, что индекс TT*, но и испарение в процессах вовлечения у поверхности 700 гПа. Индекс НI учитывает распределение температуры частицы в приземном слое (T'_{2m}) и середине Сb (T'_{500}), горизонтальное смешение частей облака, а также вовлечение на поверхности 600 гПа. Индекс Андерсона AI оценивает конвективный поток тепла в серединной части облака через вертикальный градиент потенциальной температуры (на поверхностях 500 и 700 гПа), а также в нижней части облака (850 гПа) и в приземном слое (аналог $T_{\text{погран.слоя}} - T_{\text{середина Сb}}$).

Индекс неустойчивости Б. Е. Пескова (Pesk) оценивает степень неустойчивости в середине конвективного облака, а также влажность, вертикальный сдвиг ветра и приземную конвергенцию ветра [Наставление, 1965]. Индекс безразмерный, так как расчетная формула включает найденные на

большой статистике обезразмеривающие константы. Таким образом, индекс рассчитывается как

$$Pesk = 0,4(T' - T)_{600} - 0,05dd_{500} + 0,4\nabla^2 p_0 - 0,07\left|\vec{\Delta V}\right|_{700}^{300}, \quad (3.1)$$

где T' , T -температура частицы и воздуха на изобарической поверхности 600 гПа, °С соответственно; dd_{500} - дефицит точки росы на изобарической поверхности 500 гПа, °С; $\nabla^2 p_0$ – лапласиан приземного давления, рассчитываемый по восьми точкам, удаленным от центральной точки на расстояние 250 км; $\left|\vec{\Delta V}\right|_{700}^{300}$ – модуль векторной разности скорости ветра на поверхностях 300 и 700 гПа, м/с.

При положительных значениях индекса в ближней зоне (~10 км) прогнозируется гроза [Наставление, 1965].

Однако на применении только термодинамических параметров атмосферы к прогнозу гроз индексы неустойчивости не исчерпываются. В [Yair Y., Lynn B., Price C. et. al., 2010; Lynn B., Yair Y., 2010; Дементьева С.О., Ильин Н.В. и др., 2015] описан индекс молниевой активности Lightning potential index (LPI), основанный на характеристиках конвективного облака – объема, водо- и ледозапаса [Дж/кг]. Формула расчета выглядит следующим образом:

$$LPI = \frac{1}{V} \iiint \varepsilon dx dy dz, \quad (3.2)$$

где V -объем облака между уровнями 0 и 20 °C; ε – безразмерная величина, зависящая от массовых долей компонент гидрометеров, принимающая значения от 0 до 1.

$$\varepsilon = \frac{2(Q_i Q_l)^{0,5}}{(Q_i + Q_l)}, \quad (3.3)$$

где Q_l – суммарная массовая доля жидкой фазы воды, Q_i – массовая доля фракции льда.

3.3. Оценка качества прогноза грозовой активности по индексам неустойчивости атмосферы

Оценим качество прогноза гроз по 26 индексам неустойчивости атмосферы. Оценка индекса LPI не рассчитывалась. Значение индексов неустойчивости рассчитывали в трехмерной области над точками, откуда поступали данные о грозах за каждые 3 ч. Заблаговременность – от 0 ч на текущий день. По вертикали границы этой области определяются изобарическими поверхностями, на которых рассчитываются метеорологические величины, входящие в расчет каждого из исследуемых индексов неустойчивости. Проекция данной области на горизонтальную плоскость представляет собой квадрат со стороной 50 км. Выбор горизонтальных размеров области обусловлен некоторыми причинами. Во-первых, кучево-дождевые облака, которые являются источником грозовой деятельности, по своим размерам относятся к мезомасштабным явлениям. Согласно феноменологическому определению, ме-

зомасштаб охватывает те явления, которые слишком велики для того, чтобы наблюдаваться *in situ* датчиками и наблюдателем на одной станции, но слишком малы, чтобы их можно было определить по измерениям на синоптической сети станций [Вельтищев Н. Ф., Степаненко В. М., 2006]. Таким образом, выбираемая область должна быть размером порядка десятков километров. Во-вторых, это позволяло частично учесть тот факт, что модель воспроизводит поля метеорологических величин с некоторой погрешностью в пространстве и во времени.

Таким образом, был создан массив данных, содержащий информацию о дате, сроке, координатах, факте наличия (отсутствия) грозы (“0”/“1”), значении индекса неустойчивости [Губенко И.М., Рубинштейн К.Г., 2015].

Следующий этап включал в себя расчет следующих характеристик оправдываемости прогноза гроз [Руководящий документ, 1991]:

1. Общая оправдываемость прогноза гроз:

$$Ac_G = \frac{th_{11} + th_{22}}{th_{00}} \cdot 100\%, \quad (3.4)$$

где th_{11} - число оправдавшихся прогнозов наличия грозы; th_{22} - число оправдавшихся прогнозов отсутствия грозы; th_{00} – общее число прогнозов наличия и отсутствия грозы для данной выборки (восемь сроков одних суток).

2. Оправдываемость наличия грозы:

$$Ac_{th} = \frac{th_{11}}{th_{10}} \cdot 100\%, \quad (3.5)$$

где th_{10} - число прогнозов наличия грозы.

3. Предупрежденность наличия грозы:

$$W_{th} = \frac{th_{11}}{th_{01}} \cdot 100\%, \quad (3.6)$$

где th_{01} - число случаев с грозой.

4. Оправдываемость отсутствия грозы:

$$Ac_{no_th} = \frac{th_{22}}{th_{20}} \cdot 100\%, \quad (3.7)$$

где th_{20} - число прогнозов отсутствия грозы.

5. Предупрежденность отсутствия грозы:

$$W_{no_th} = \frac{th_{22}}{th_{02}} \cdot 100\%, \quad (3.8)$$

где th_{02} - число случаев без гроз.

6. Критерий Пирси – Обухова:

$$T = \frac{th_{11}}{th_{01}} - \frac{th_{12}}{th_{02}}, \quad (3.9)$$

где th_{12} - число неоправдавшихся прогнозов наличия грозы.

В табл.3.3 представлены значения характеристик успешности прогноза гроз по 26 индексам неустойчивости атмосферы. Как видно из таблицы, наибольшие значения общей оправдываемости отмечены у индекса Фатеева А (0,48). Значения общей оправдываемости больше 0,4 отмечены у индексов ТТ (0,47), Пескова (0,42), ВТ и СТ (0,44-0,47), а также у индекса Вайтинга К и Шоултера SI (0,45). Максимальное значение критерия Пирси-Обухова отмечено у индекса А (0,29). Несколько меньшие значения критерия у индексов

VT, СТ и ТТ и Пескова (0,22-0,27). При этом по главным показателям для грозы (по ее предупрежденности и оправдываемости наличия) на первом месте индекс Пескова соответственно 0,88 (0,70-0,85 у других) и 0,31 (0,14-0,18 у других).

Обобщив вышесказанное, отметим, что наибольшую успешность показали индексы VT, СТ и ТТ, индекса Фатеева А и Пескова. Таблицы сопряженности индексов показаны в табл. 3.4.

Таблица 3.3

Характеристики успешности прогноза гроз по индексам неустойчивости атмосферы

X-ка, д.е. Индекс	Общая оправдываемость	Оправдываемость наличия	Предупрежденность наличия	Оправдываемость отсутствия	Предупрежденность отсутствия	Критерий Пир- си-Обухова
SI, °C	0,45	0,14	0,70	0,91	0,58	0,11
VT, °C	0,44	0,16	0,83	0,94	0,39	0,22
CT, °C	0,47	0,17	0,82	0,94	0,42	0,24
TT, °C	0,47	0,17	0,85	0,95	0,41	0,27
SWEAT	0,25	0,13	0,88	0,90	0,16	0,03
K, °C	0,46	0,16	0,79	0,93	0,42	0,20
S, °C	0,26	0,13	0,87	0,90	0,17	0,04
RJI, °C	0,23	0,13	0,88	0,89	0,13	0,01
BI, °C	0,28	0,13	0,81	0,88	0,80	0,01
Lityn, °C	0,24	0,13	0,88	0,90	0,86	0,03
AI, °C	0,28	0,13	0,74	0,85	0,73	0,02
CAPE, Дж/кг·К	0,29	0,13	0,79	0,88	0,79	0,01

A, °C	0,48	0,18	0,86	0,96	0,43	0,29
BRN, $\frac{\text{Дж} \cdot \text{с}^2}{\text{кг} \cdot \text{К}} / \text{м}^2$	0,30	0,13	0,81	0,89	0,77	0,04
CIN, $\frac{\text{Дж}}{\text{кг} \cdot \text{К}}$	0,33	0,13	0,78	0,89	0,74	0,04
RI, °C	0,31	0,13	0,81	0,90	0,77	0,04
LI, °C	0,33	0,11	0,65	0,85	0,71	-0,07
B, °C	0,33	0,12	0,69	0,86	0,73	-0,03
KO, °C	0,33	0,12	0,69	0,86	0,73	-0,03
TT*, °C	0,31	0,12	0,71	0,86	0,76	-0,04
K*, °C	0,35	0,15	0,88	0,94	0,73	0,16
HI	0,28	0,10	0,62	0,81	0,77	-0,15
AI, °C	0,29	0,09	0,54	0,80	0,75	-0,21
LI*, °C	0,30	0,10	0,60	0,82	0,74	-0,14
Pesk	0,42	0,31	0,88	0,95	0,35	0,23

Таблица 3.4

*Таблица сопряженности прогнозов гроз по индексам неустойчивости
атмосферы*

Индекс SI

Факт Прогноз \	гроза	без грозы	сумма
Прогноз			
гроза	768	4544	5312
без грозы	337	3228	3565
сумма	1105	7772	8809

Индекс VT

Факт Прогноз \	гроза	без грозы	сумма
Прогноз			
гроза	919	4776	5695
без грозы	186	2996	3182
сумма	1105	7772	8809

Индекс CT

Факт Прогноз \	гроза	без грозы	сумма
Прогноз			
гроза	908	4544	5452
без грозы	197	3228	3425
сумма	1105	7772	8809

Индекс TT

Факт Прогноз \	гроза	без грозы	сумма
Прогноз			
гроза	919	4776	5695
без грозы	186	2996	3182
сумма	1105	7772	8809

Индекс SWEAT

Факт Прогноз \	гроза	без грозы	сумма
Прогноз			
гроза	967	6533	7500
без грозы	138	1239	1377
сумма	1105	7772	8809

Индекс K

Факт Прогноз \	гроза	без грозы	сумма
Прогноз			
гроза	868	4544	5412
без грозы	237	3228	3465
сумма	1105	7772	8809

Индекс S

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	961	6450	7411
без грозы	144	1322	1466
сумма	1105	7772	8809

Индекс RJI

Факт Прогноз	гроза	без гро- зы	сумма
гроза	961	6450	7411
без грозы	144	1322	1466
сумма	1105	7772	8809

Индекс BI

Факт Прогноз	гроза	без гро- зы	сумма
гроза	899	6227	7126
без грозы	206	1545	1751
сумма	1105	7772	8809

Индекс Lityn

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	977	6650	7627
без грозы	128	1122	1250
сумма	1105	7772	8809

Индекс AI

Факт Прогноз	гроза	без гро- зы	сумма
гроза	822	5645	6467
без грозы	283	1623	1906
сумма	1105	7772	8809

Индекс CAPE

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	877	6117	6994
без грозы	228	1655	1883
сумма	1105	7772	8809

*Индекс CAPE**

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	877	6117	6994
без грозы	228	1655	1883
сумма	1105	7772	8809

Индекс A

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	955	4463	5418
без грозы	150	3309	3459
сумма	1105	7772	8809

Индекс BRN

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	893	5996	6889
без грозы	212	1776	1988
сумма	1105	7772	8809

Индекс CIN

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	866	5766	6632
без грозы	239	2006	2245
сумма	1105	7772	8809

Индекс В

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	765	5650	6415
без грозы	340	2122	2462
сумма	1105	7772	8809

*Индекс TT**

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	789	5869	6658
без грозы	316	1903	2219
сумма	1105	7772	8809

Индекс RI

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	896	5963	6859
без грозы	209	1809	2018
сумма	1105	7772	8809

Индекс KO

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	765	5650	6415
без грозы	340	2122	2462
сумма	1105	7772	8809

*Индекс K**

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	977	5650	6627
без грозы	128	2122	2250
сумма	1105	7772	8809

Индекс LI

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	713	5544	6257
без грозы	392	2228	2620
сумма	1105	7772	8809

*Индекс HI**Индекс AI*

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	687	5998	6685
без грозы	418	1774	2192
сумма	1105	7772	8809

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	596	5794	6390
без грозы	509	1978	2487
сумма	1105	7772	8809

*Индекс LI**

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	663	5764	6427
без грозы	442	2008	2450
сумма	1105	7772	8809

Индекс Pesk

Факт Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	969	5013	3090
без грозы	136	2759	2895
сумма	1105	7772	8809

3.4. Влияние вертикальной составляющей скорости ветра на прогноз грозовой активности

Известно, что грозовая деятельность связана с прогнозом возникновения и эволюции кучево-дождевого облака. Важно, что определяющая роль принадлежит конвективной вертикальной скорости w . Например, в работах [Petersen W.A., Rutledge S.A, 1998; Cecil D.J., Goodman S.J., et. al., 2005; Petersen W.A., Christian H.J., et. al., 2005; Дементьева С.О., Ильин Н.В., Мареев Е.А., 2015] упоминается о связи вспышек молниевой активности с вертикальным потоком гидрометеоров в твердой фазе (снежинки, льдинки, ледяная крупка). В работе [Шметер С.М., 1972] показано, что чаще всего увеличение грозовых облаков отмечается при средней вертикальной составляющей

вектора скорости 0,1 м/с. Это объясняется тем, что наряду со значениями скорости вертикальных потоков $w > 0$ всегда имеются участки, где воздух опускается (часто вблизи боковых границ облака). Нисходящие движения в данном случае имеют компенсационное происхождение [Fujita T., Arnold D., 1963; Шметер С.М., 1972]. Важно отметить, что осреднение скорости w обычно выполняется по области размером порядка десятков километров [Мучник, В.М., 1974; Шметер С.М., 1972].

Что касается причин образования восходящих потоков, то согласно результатам теоретических оценок, приведенным в [Шишкин Н.С., 1964], они главным образом определяются количеством скрытого тепла, которое выделяется при конденсации водяного пара. Последнее же увеличивается, в основном, с повышением температуры и влажности вблизи основания облака, чему часто соответствует изобарическая поверхность 850 гПа. Поэтому чем выше температура и точка росы в этом слое, тем более мощные восходящие потоки могут образоваться. Согласно [Шметер С.М., 1972], пороговые значения температуры воздуха и температуры точки росы подоблачного слоя, характерные для начала грозовой деятельности, составляют 7°C. Эти значения типичны для весеннего-летнего конвективного сезона для ЦФО.

В работе [И.П. Мазин, А.Х. Хргиан, 1989] отмечено, что в весенне-летний конвективный сезон над европейской территорией России мощность СВ чаще всего достигает изобарической поверхности ~ 300 гПа.

С учетом вышесказанного и анализа индексов неустойчивости, в диссертационной работе предлагается новый индекс неустойчивости атмосферы

с прямым учетом вертикальной составляющей вектора скорости I_w (Instability index based on vertical wind component) [Губенко И. М., Рубинштейн К. Г., 2015]:

$$I_w = 10 \cdot \sum_{300}^{850} w + 0,125 \cdot [T_{850} + 0,5 \cdot (Td_{850} + Td_2)], \quad (3.10)$$

где $\sum_{300}^{850} w$ - сумма вертикальных составляющих вектора скорости на изобарических поверхностях 300, 500, 600, 700, 850 гПа, м/с; Т и Td_{850} - температура и температура точки росы на изобарической поверхности 850 гПа; td_2 – температура точки росы на высоте 2 м, °С.

Образмеривающие константы получены как обратные величины суммы вертикальных составляющих вектора скорости, температуры и значения температуры точки росы, характерные для начала грозовой деятельности [Губенко И. М., Рубинштейн К. Г., 2015].

При значении $I_w \geq 3$ прогнозируется гроза, при $I_w < 3$ - ее отсутствие.

Для пояснения схемы физических процессов рассмотрим конкретный случай развития грозы (00ч 15.08.2012г.) и проанализируем вертикальную структуру атмосферы в зоне развития конвективных процессов. На рис. 3.1 представлено пространственное распределение индекса I_w и количества конвективных осадков. Желтая заливка соответствует прогнозу наличия конвективных процессов, серая - ее отсутствие. Изолиниями показаны осадки. Зелеными эллипсами обведены области совпадения прогноза конвекции по индексу I_w с наличием конвективных осадков. Синее перекрестье – точка, для

которой построены вертикальные разрезы эквипотенциальной температуры, рассчитываемой по формуле [Хромов С.П., Мамонтова Л.И., 1974]:

$$\Theta'' = \theta + \frac{Lm}{c_p}, \quad (3.11)$$

где Θ'' -значение эквипотенциальной температуры, L-теплота конденсации; m-отношение смеси; c_p - удельная теплоемкость водяного пара при постоянном давлении.

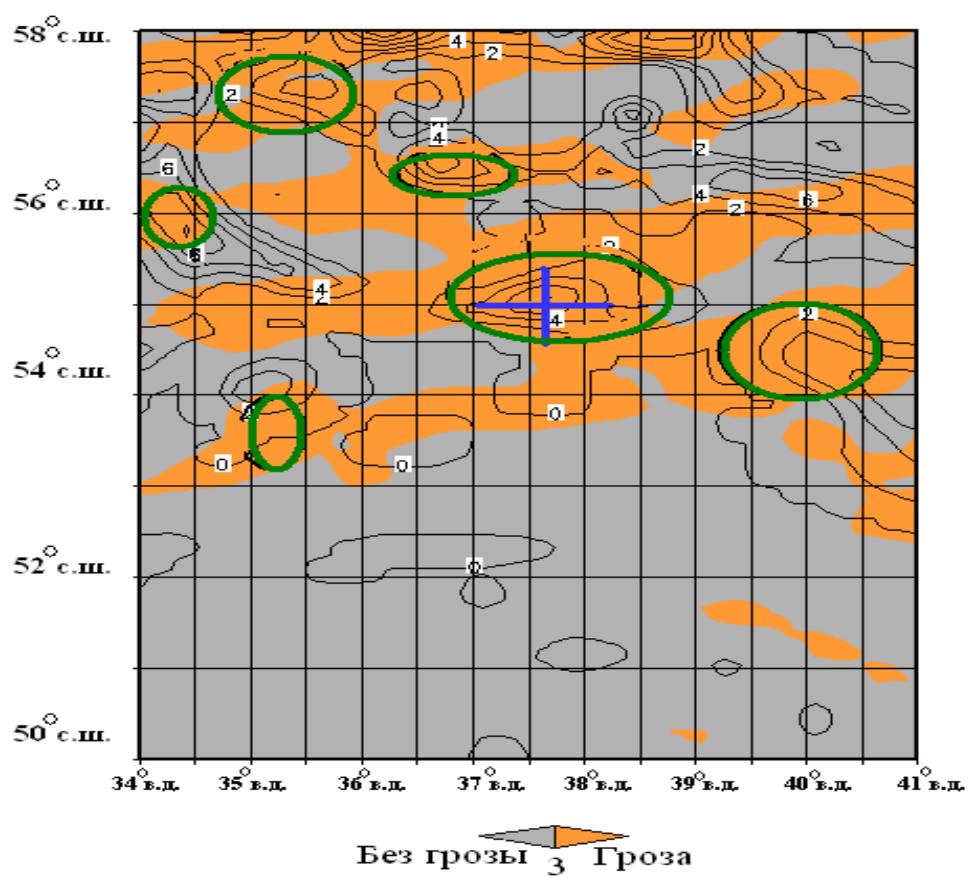


Рис. 3.1. Пространственное распределение индекса Π_w (цвет) и конвективных осадков (изолинии). 00ч 15.08.2012 г.

Изучение профиля эквипотенциальной температуры обусловлено тем, что в грозовых облаках выше уровня конденсации термодинамические про-

цессы идут во влажном насыщенном воздухе. Оценка неустойчивости атмосферы по данному показателю включает учет изменения температуры частицы с высотой.

На рис. 3.2 а,б приведен вертикальный разрез эквипотенциальной температуры. На рисунке видно, что в анализируемой области эквипотенциальная температура понижается с высотой. Это указывает на наличие влажнонестойчивой стратификации в слое выше уровня конденсации, поскольку в верхних слоях атмосферы лежат более холодные воздушные массы по сравнению с нижележащими. В зоне развития прогнозируемых гроз (обведено черным эллипсом) эквипотенциальная температура в слое 350-300 гПа принимает минимальные значения -40 °С, что создает условия для развития вертикальных движений.

Рассмотрим численные оценки предлагаемого индекса I_w . Предварительные оценки успешности прогноза гроз по предлагаемому индексу произведены на основе станционных данных и данных “станции + WWLLN” по методике, описанной в разделе 3.3 диссертации. В табл. 3.5 представлены результаты оценок прогноза гроз за 13 мая – 31 августа 2013г. по ЦФО по предложенному индексу I_w и по индексам Пескова, ТТ и Фатеева, в таблице 3.6. – таблица сопряженности по индексу I_w .

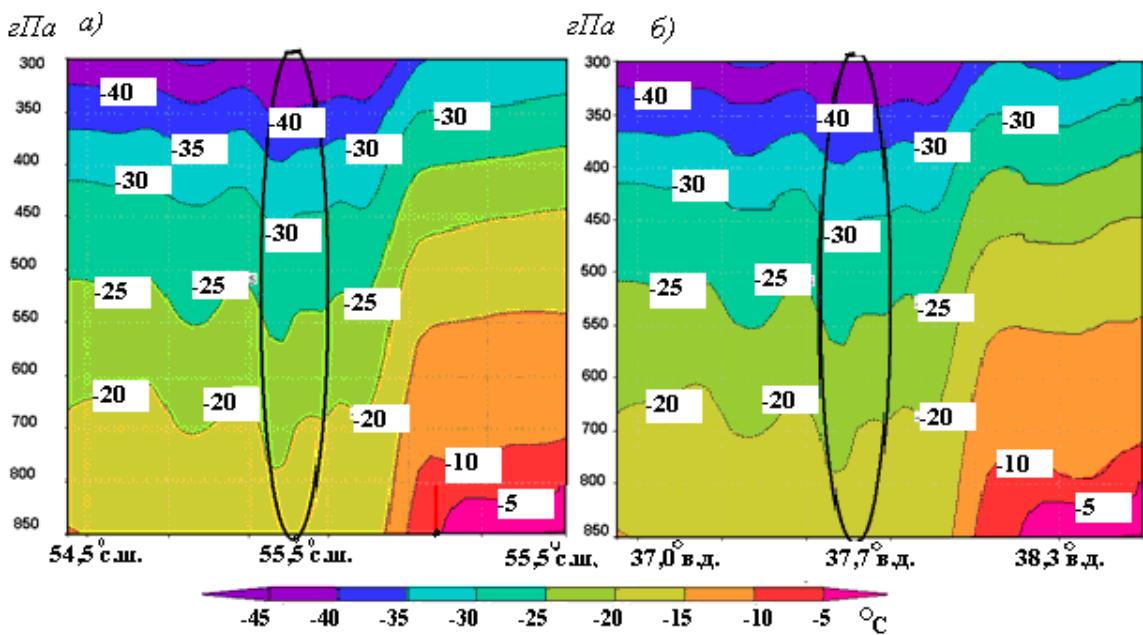


Рис. 3.2. Вертикальные разрезы эквипотенциальной температуры по долготе (а) и широте (б), 00ч 15.08.2012 г.

Статистическая обработка показала, что с помощью индексов ТТ, А и H_w можно достаточно надежно прогнозировать отсутствие грозы (0,95-0,99). Наибольшее значение общей оправдываемости грозы у индекса H_w составляет 0,74, критерия Пирси-Обухова 0,58. Оправдываемость и предупрежденность наличия составляет соответственно 0,30 и 0,87 соответственно (по Пескову 0,31 и 0,88). Таким образом, результаты прогноза по предложенной методике можно считать удовлетворительными и не противоречащими теоретическим оценкам эволюции развития конвективной облачности, приведенным в работах [Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., 2013; Шишкин Н.С., 1964; Шметтер С.М., 1972].

Таблица 3.5

Сравнительная оценка показателей успешности прогноза гроз (в долях единицы) по индексам неустойчивости по Центральному федеральному округу

Показатель успешности (доли единицы)	Индекс			
	Пескова (Pesk)	Total totals (TT)	Фатеева (A)	с учетом верти- кальной оставляющей вектора скорости Π_w
Общая оправдываемость	0,42	0,45	0,48	0,74
Оправдываемость наличия	0,31	0,17	0,18	0,30
Оправдываемость отсутствия	0,95	0,96	0,96	0,99
Предупрежденность наличия	0,88	0,87	0,86	0,87
Предупрежденность отсутствия	0,35	0,39	0,43	0,71
Критерий Пирси – Обухова	0,23	0,26	0,29	0,58

Таблица 3.6*Таблица сопряженности по индексу Π_w*

Прогноз \ Факт	гроза	без грозы	сумма
Прогноз			
гроза	960	2226	3186
без грозы	145	5546	5623
сумма	1105	7772	8809

Индекс Π_w почти доведен по главным показателям безопасности (оправдываемости и предупрежденности наличия), но остается еще 0,01 до показателей индекса Пескова (соответственно 0,31 и 0,88).

Выводы по главе 3

1. В главе 3 диссертации испытаны 26 широко применяемых индексов неустойчивости атмосферы для прогноза грозы, описывающие термодинамические характеристики конвекции.
2. Представлены статистические оценки 26 индексов неустойчивости атмосферы. Индексы рассчитаны по прогнозам (на текущий день) современной гидродинамической мезомасштабной модели WRF – ARW. Наибольшие значения общей оправдываемости отмечены у индекса Фатеева А (0,48). Значения общей оправдываемости больше 0,4 отмечены у индексов ТТ (0,47), Пескова (0,42), VT и СТ (0,44-0,47), а также у индекса Вайтинга К и Шоултера SI (0,46). Максимальное значение критерия Пирси-Обухова отмечено у индекса Фатеева А (0,29). Несколько меньшие значения критерия у индексов VT, СТ и ТТ и Пескова (0,22-0,27). Большие значения показателей успешно-

сти прогноза гроз по индексу Фатеева обусловлено учетом вовлечения воздуха в С_b и испарения его в сухой вовлеченный окружающий воздух.

3. Разработан автоматизированный метод прогноза гроз с учетом вертикальной составляющей вектора скорости. Оценки качества прогноза гроз по предлагаемому индексу Π_w показали, что оправдываемость отсутствия грозы составляет 0,99, оправдываемость и предупрежденность наличия соответственно равны 0,30 и 0,87, критерий Пирси – Обухова равен 0,58. Все эти значения выше, чем у индексов Фатеева и ТТ. Индекс Π_w почти доведен по главным показателям безопасности (оправдываемости и предупрежденности наличия), но остается еще 0,01 до показателей индекса Пескова (соответственно 0,31 и 0,88).

4. К статистической обработке прогностических данных помимо данных наблюдательной синоптической сети были привлечены данные Всемирной сети регистрации гроз WWLLN.

5. Существенное повышение качество прогноза гроз достигнуто за счет учета комплекса главных термодинамических факторов: вертикальных движений (w) в мезомасштабном конвективном комплексе (МКК), температуры воздуха (T) и температуры точки росы (Td) в подоблачном слое.

6. Вертикальные движения, полученные в прогнозах модели WRF-ARW в масштабе МКК дали основной вклад в высокие показатели успешности прогноза гроз по сравнению с другими испытанными 26 индексами, так как в последних w учитывается косвенно и значительно более грубо, без уч-

та всех иных мезомасштабных процессов, кроме вертикальной неустойчивости.

7. Отсутствие в расчете Π_w многих других влияющих параметров, входящих в расчет известных индексов неустойчивости, показывает или их меньшую роль при грозообразовании, или неточность их прогнозирования.

Глава 4. Разработка и испытание модели электризации кучево-дождевых облаков для прогноза грозовой активности

4.1. Физико-математическое описание модели электризации кучево-дождевых облаков

Модель электризации представляет собой набор уравнений, описывающих процесс электризации (генерации и разделения зарядов) в кучево-дождовом облаке, констант и входных данных (профилей метеорологических величин).

4.1.1. Уравнения, описывающие процесс разделения электрических зарядов

Определение напряженности электрического поля [Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$E = -\frac{d\varphi}{dz}, \quad (4.1)$$

где φ – потенциал АЭП, кВ.

Пробойное значение напряженности, достаточное для инициирования молнии, было установлено $2,2 \cdot 10^5$ В/м [Mansel E. R., MacGorman D.R., et. al., 2005].

Электрический потенциал описывается с помощью уравнения Пуассона:

$$\nabla^2 \varphi = -\frac{\rho_t}{\varepsilon_0}, \quad (4.2)$$

где ρ_t – общая плотность объемного заряда, Кл/м³; $\varepsilon_0 = 8,8542 \cdot 10^{-12}$ Ф/м – электрическая постоянная.

Общая плотность объемного заряда ρ_t рассчитывается как сумма плотностей объемных зарядов для каждого из типов частиц. Последняя, в свою очередь, описывается дифференциальным уравнением, содержащим члены эффективной скорости частицы, турбулентной диффузии и истока/стока (генерации) объемного заряда для каждого типа частиц [Mansel E. R., MacGorman D.R., et. al., 2005; Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial(\rho \tilde{w})}{\partial z} + \nu \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} + S, \quad (4.3)$$

где \tilde{w} – эффективная скорость частицы, м/с; ν – коэффициент турбулентной диффузии, м²/с; S – источники и стоки объемного заряда, Кл·м⁻³·с⁻¹.

Эффективная скорость частицы рассчитана по формуле:

$$\tilde{w} = w - V_{коаг} - V_{грав}, \quad (4.4)$$

где $V_{коаг}$ – скорость турбулентной коагуляции, м/с; $V_{грав}$ – скорость гравитационного оседания частиц, м/с.

Уравнение (4.3) решается методом прогонки, для чего используется схема первого порядка по времени:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{f^{n+1} - f^n}{\Delta t}, \quad (4.5)$$

где n -номер шага по времени; Δt -шаг по времени.

Для аппроксимации пространственных производных используются центральные разности второго порядка

$$\frac{\partial f}{\partial z} = \frac{1}{2\Delta z} (f_{k+1} - f_{k-1}) \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = \frac{1}{\Delta z^2} (f_{k+1} - 2f_k + f_{k-1}) \quad (4.7)$$

Применяется неявная схема, то есть первый и второй члены в (4.3) задаются на следующем шаге по времени ($n+1$). Уравнение (4.3) имеет следующий вид:

$$\rho_k^{n+1} = \rho_k^n - \Delta t \left[\frac{\left(\rho_{k+1}^{n+1} \tilde{w}_{k+1} - \rho_{k-1}^{n+1} \tilde{w}_{k-1} \right)}{2\Delta z} \right] + \\ + \frac{\Delta t v}{\Delta z^2} [\rho_{k+1}^{n+1} - 2\rho_k^{n+1} - \rho_{k-1}^{n+1}] - \Delta t S_k \quad (4.8)$$

Соберем члены с одинаковыми индексами:

$$\rho_k^{n+1} \left(1 + 2 \frac{\Delta t v}{\Delta z^2} \right) = \left(\frac{\Delta t v}{\Delta z^2} - \frac{\Delta t v}{\Delta z} \tilde{w}_{k+1} \right) \rho_{k+1}^{n+1} + \\ + \left(\frac{\Delta t v}{\Delta z^2} + \frac{\Delta t v}{\Delta z} \tilde{w}_{k+1} \right) \rho_{k-1}^{n+1} + \Delta t S_k + \rho_k^n \quad (4.9)$$

То есть, приводим уравнение к виду:

$$C\rho_k^{n+1} = A\rho_{k+1}^{n+1} + B\rho_{k-1}^{n+1} + \Delta t S_k + \rho_k^n \quad (4.10)$$

В методе прогонки предполагается, что в двух соседних точках значения функции связаны друг с другом линейно:

$$\rho_k^{n+1} = \alpha_{k+1} \rho_{k+1}^{n+1} + \beta_{k+1} \quad (4.11)$$

Зададим коэффициенты прогонки α и β на шаге k :

$$\rho_k^{n+1} = \alpha_k \rho_{k+1}^{n+1} + \beta_k \quad (4.12)$$

Тогда (4.9) примет вид:

$$C\rho_k^{n+1} = A\rho_{k+1}^{n+1} + B(\alpha_{k-1}\rho_k^{n+1} + \beta_{k-1}) + \Delta t S_k + \rho_k^n \quad (4.13)$$

Преобразуем (4.12), собрав члены с ρ_k^{n+1} :

$$(C - \alpha_{k-1}B)\rho_k^{n+1} = A\rho_{k+1}^{n+1} + B\beta_{k-1} + \Delta t S_k + \rho_k^n \quad (4.14)$$

Пусть $(C - \alpha_{k-1}B) = D$, тогда:

$$\rho_k^{n+1} = \frac{A}{D}\rho_{k+1}^{n+1} + \frac{B\beta_{k-1} + \Delta t S_k + \rho_k^n}{D} \quad (4.15)$$

Получаем, что $\alpha_k = \frac{A}{D}$ и $\beta_k = \frac{B\beta_{k-1} + \Delta t S_k + \rho_k^n}{D}$.

Таким образом, зная α и β на предыдущем шаге k , можно определить их на следующем:

$$\alpha_k = \frac{\left(\frac{v\Delta t}{\Delta z^2} - \frac{\Delta t}{2\Delta z} \tilde{w}_{k+1} \right)}{1 + 2\frac{\Delta t}{\Delta z^2} - \alpha_{k-1} \left(\frac{v\Delta t}{\Delta z^2} + \frac{\Delta t}{2\Delta z} \tilde{w}_{k-1} \right)} \quad (4.16)$$

$$\beta_k = \frac{\left(\frac{v\Delta t}{\Delta z^2} + \frac{\Delta t}{2\Delta z} \tilde{w}_{k-1} \right) \beta_{k-1} + \Delta t S_k + \rho_k^n}{1 + 2\frac{\Delta t}{\Delta z^2} - \alpha_{k-1} \left(\frac{v\Delta t}{\Delta z^2} + \frac{\Delta t}{2\Delta z} \tilde{w}_{k-1} \right)} \quad (4.17)$$

Первые значения α и β определяются из граничных условий. В качестве граничных условий были заданы периодические условия по координатам x и y , на нижней границе значения плотности объемных зарядов равно нулю.

Тогда, подставив $\rho_1 = 0$ в (4.12), получим:

$$0 = \alpha_1 \rho_2^{n+1} + \beta_1 \quad (4.18)$$

Это условие может быть удовлетворено при α_1 и β_2 . Эти значения задаются, а затем прямой прогонкой уравнений (4.16) и (4.17) определяются:

$$\alpha_2 \leq \alpha_k \leq \alpha_{kz} \text{ и } \beta_2 \leq \beta_k \leq \beta_{kz}$$

4.1.2. Уравнения, описывающие процессы генерации электрических зарядов

Сток/исток объемных зарядов описывается с помощью уравнений генерации зарядов. Рассмотрим выражения, описывающие моделируемые процессы генерации зарядов. В диссертационной работе описаны безындукционный, индукционный, а также комплексный механизмы генерации зарядов. В общем виде уравнения генерации зарядов включают члены, описывающие типы взаимодействующих гидрометеоров, их диаметры, концентрации, долю частиц, между которыми произошло соударение/слияние, величину, заряда, полученного в результате одного соударения/слияния частиц, скорости оседания частиц, а также температуру [Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., 2013; Мучник, В.М., 1972; Gardiner B., 1985; MacGorman D. R., Straka J. M., et. al., 2001; Mansel E. R., MacGorman D.R., 2005; Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991].

Уравнение безындукционной генерации зарядов для частиц типа 1 и 2 выглядит следующим образом [Mansel E. R., MacGorman D.R., et. al., 2005]:

$$S = \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\pi}{4} \delta q_{1,2} (1 - E_{1,2}) |V_1 - V_2| \times (D_1 + D_2)^2 n_1(D_1) n_2(D_2) dD_1 dD_2, \quad (4.19)$$

где $\delta q_{1,2}$ - заряд, получаемый частицами за одно соударение, Кл; $E_{1,2}$ - коэффициент соударения частиц; $V_{1,2}$ – скорость гравитационного оседания гидрометеоров, м/с; $D_{1,2}$ - диаметры соударяющихся частиц, м.

При исследовании безындукционного механизма заряжения частиц рассматривается взаимодействие твердых гидрометеоров (ледяные кристаллы+ледяная крупа, частицы снега+ледяная крупа). Попарным взаимодействием между другими гидрометеорами пренебрегают ввиду малости заряда, генерируемого вследствие их соударения/слипания [Шишкин Н.С., 1964].

Для расчета $\delta q_{1,2}$ величины заряда, который частицы получают за одно соударение, воспользуемся формулой [Mansel E. R., MacGorman D.R., et. al., 2005; Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$\delta q_{1,2} = 7,3 D^4 \Delta V^3 \delta L f(\tau), \quad (4.20)$$

где ΔV - разность скоростей гравитационного оседания частиц, м/с; δL - функция от водности облака; $f(\tau)$ – функция от температуры, °C.

Функция водности облака позволяет оценить водность конвективного облака, функция от температуры $f(\tau)$ – знак заряда, получаемого при одном соударении частиц.

Функция водности облака рассчитывается исходя из соотношения [Mansel E. R., MacGorman D.R., et. al., 2005; Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$\delta L = \begin{cases} q_c - (q_c)_{kp} & \text{если } T > T_r \\ q_c & \text{если } T < T_r \text{ и } q_c \geq 10^{-6} \kappa g / \kappa g \\ 0 & \text{если } q_c \leq 10^{-6} \kappa g / \kappa g \end{cases}, \quad (4.21)$$

где q_c – водность облака, $\text{г}/\text{м}^3$; T_r – реверсивная температура, $^\circ\text{C}$.

T_r , реверсивная температура, показывает, что при значениях температуры ниже реверсивной температуры частицы ледяной крупы при прочих равных условиях будут получать отрицательный заряд, а при температурах выше, соответственно, положительный [Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синьевич А.А., 2013; Mansel E. R., MacGorman D.R., et. al., 2005]. В диссертационной работе за пороговое значение T_r принято равным -21°C [Mansel E. R., MacGorman D.R., et. al., 2005].

$f(\tau)$ рассчитывается по формуле [Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$f(\tau) = -1,7 \cdot 10^{-5} \tau^3 - 0,003 \tau^2 - 0,05 \tau + 0,13, \quad (4.22)$$

где τ – масштабируемая температура, $^\circ\text{C}$.

Масштабируемая температура τ рассчитывается как [Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$\tau = (-21 / T_r) \cdot (T - 273,15), \quad (4.23)$$

Где Т- температура воздуха, К.

В уравнение (4.5) входит расчет коэффициента соударения частиц $E_{1,2}$, который определяется как [Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991; Mansel E. R., MacGorman D.R. ,et. al., 2005]:

$$E_{1,2} = 0.01 \exp(0.1T), \quad (4.24)$$

где Т- температура воздуха, °C .

Член уравнения (4.19) ($1 - E_{1,2}$) описывает коэффициент слипания частиц (соударение и слияние частиц – несовместные события) [Мучник, В.М., 1972; Gardiner B., 1985].

Введение в расчет коэффициента $E_{1,2}$ обусловлено следующими причинами. Внешнее гравитационное поле приводит к столкновению капель в облаке, однако в общем случае не всякое столкновение сопровождается слиянием частиц. Всегда есть определенная доля вероятности того, что столкнувшиеся частицы не сольются. При этом после разрыва временно-го контакта на каплях возникает заряд. Появление его связывают с возникновением контактной разности потенциалов между телами разного фазового состояния. Поэтому необходимым условием контактного заряжения капель является различие физико-химических свойств сталкивающихся частиц и наличие упругих соударений между ними [Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., 1999].

Уравнение (4.19) преобразуем к виду [Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991; Mansel E. R., MacGorman D.R. ,et. al., 2005]:

$$S = \beta \delta q_{1,2} (1 - E_{1,2}) E_{1,2}^{-1} n_{1,2}, \quad (4.25)$$

где β – функция от температуры; $n_{1,2}$ -скорость изменения численной концентрации гидрометеоров вследствие сбивания заряда, $\text{кг}\cdot\text{м}\cdot\text{s}^{-1}$

Функция от температуры β учитывает ограничения генерации зарядов, связанные с воздействием температуры, и рассчитывается как [Saunders and Peck, 1998; Mansel E. R., MacGorman D.R. ,et. al., 2005; Zhao P., et. al, 2015]:

$$\beta = \begin{cases} 1 \text{ при } T < -30^\circ\text{C} \\ 1 - [(T + 30)/13]^2 \text{ при } -43^\circ\text{C} < T < 30^\circ\text{C} \\ 0 \text{ при } T > 30^\circ\text{C} \end{cases} \quad (4.26)$$

В [Saunders and Peck, 1998] говорится, что при температуре ниже -43°C заряжение частиц не происходит. Это объясняется тем, что частицы однородно переохлаждены, заряд, возникающий при взаимодействии твердых гидрометеоров пренебрежимо мал.

Параметр n_c рассчитывается как [Ziegler C. L., Peter S. R., et. al, 1986]:

$$n_c = E_{1,2} |V_1 - V_2| \times \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\pi}{4} (D_1 + D_2)^2 n_1 n_2 dD_1 dD_2, \quad (4.27)$$

$n_{1,2}$ представляет собой скорость изменения концентрации гидрометеоров вследствие сбивания заряда и аппроксимируется аналитическими выражениями (4.29) и (4.30) соответственно типам взаимодействующих частиц. Распределение частиц ледяной крупы и снега по размерам описывается с по-

мощью обратной экспоненциальной зависимости [Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$n_x(D) = n_{0x} e^{-D/D_{n,x}} \quad (4.28)$$

где $n_x(D)$ – численная концентрация частиц с диаметром D (м) категории гидрометеоров x , m^{-3} ; n_{0x} – параметр пересечения распределения частиц.

Распределение ледяных кристаллов по размерам принимается моно-дисперсным и, следовательно, все частицы имеют размер D [Ziegler C. L., Peter S. R., et. al, 1986].

Скорость изменения численной концентрации вследствие сортирования заряда при взаимодействии частиц ледяной крупы и ледяных кристаллов описывается как [Mansel E. R., MacGorman D.R. ,et. al., 2005; Ziegler C. L., Peter S. R., et. al, 1986; Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$n_{1,2} = \frac{\pi}{4} E_{1,2} n_1 n_2 |V_1 - V_2| \times \left[\Gamma(3) D_{n,1}^2 + 2\Gamma(2) D_{n,1} D_2 + \Gamma(1) D_2^2 \right], \quad (4.29)$$

Скорость изменения численной концентрации вследствие сортирования заряда при взаимодействии частиц ледяной крупы и частиц снега описывается как [Mansel E. R., MacGorman D.R. ,et. al., 2005; Ziegler C. L., Peter S. R., et. al, 1986; Ziegler C., D. MacGorman, et. al., 1991]:

$$n_{1,2} = \frac{\pi}{4} E_{1,2} n_1 n_2 |V_1 - V_2| \times \left[\Gamma(3)\Gamma(1) D_{n,1}^2 + 2\Gamma(2)\Gamma(2) D_{n,1} D_{n,2} + \Gamma(1)\Gamma(3) D_{n,2}^2 \right], \quad (4.30)$$

Уравнение индукционной генерации зарядов при взаимодействии ледяной крупы и облачными каплями [Ziegler et. al., 1991]:

$$S = \left(\frac{\pi}{4} \right) E_{1,2} E_r D_1^2 V_1 n_2 \alpha \cdot \left[\left(\frac{\pi^3}{2} D_1^2 \varepsilon E_z \cos\theta - \left(\frac{\pi^2}{6} \right) \delta q_g \frac{D_2^2}{D_1^2} \right] , \quad (4.31)$$

где $D_{1,2}$ – диаметр частиц ледяной крупы и облачных капель соответственно, м; E_r – вероятность столкновения облачных капель; α – доля облачных капель, столкновение которых произошло по касательной траектории; V_1 – скорость гравитационного оседания частиц ледяной крупы, м/с; n_2 – концентрация облачных частиц; ε – диэлектрическая проницаемость воздуха; $\cos\theta$ – косинус угла, определяющего местоположение облачной капли относительно частицы ледяной крупы; E_z – вертикальная компонента напряженности внешнего электрического поля, кВ/м; δq_g – заряд, получаемый частицами ледяной крупы за одно соударение, Кл.

Значения $\cos\theta = 0,84$, $\alpha = 0,022$ и $E_r = 0,1$ взяты вслед за работами [Zeigler et. al, 1991; Mason, 1988; Aufdermauer et. al, 1972].

Значение δq_g рассчитано как [Zeigler et. al, 1986]:

$$\delta q_g = \frac{\rho_g}{n_g}, \quad (4.32)$$

где ρ_g – плотность ледяной крупы, кг/м³; n_g – концентрация частиц ледяной крупы, м⁻³.

Комплексный механизм генерации зарядов представляет собой совокупность безындукционного и индукционного механизмов [Tzur, I. And Levin, Z., 1981].

Так как облако представляет собой дисперсионную систему с твердой и жидкой дисперсной фазами в газе, начинается процесс седиментации гидрометеоров под действием гравитационных сил (гравитационная коагуляция) [Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., 1999; Семенченко Б.А., 2011]. Когда частицы настолько укрупняются, что скорость их падения превышает скорость восходящих потоков, они перемещаются вниз, перенося с собой положительные заряды. Остающийся объемный заряд переносится восходящими потоками вверх. В дальнейшем центр нижнего положительного заряда продолжает опускаться вниз, а вслед за ним и перемещается вниз центр отрицательных зарядов. В тоже время благодаря токам проводимости формируется положительный заряд в верхней части облака [Имянитов И.М., Чубарина Е.В. и др., 1971; Imyanitov I.M., Evteev B.F., et. al., 1970].

Скорости гравитационного оседания частиц снега и ледяной крупы рассчитываются соответственно [Lin Y., R. Farley, et. al., 1983; Wisner, Chester, H. D., et. al, 1972; Liu and Orville, 1969; Gunn and Kinzer, 1949; Locatelli and Hobbs, 1974; Fotte and du Toit, 1969]:

$$V_s = 1,53 \left(\frac{\rho_a}{\rho_s} \right)^{1/2} D_s^{1/4} \quad (4.33)$$

где $\rho_s = 200$ - плотность снега, $\text{кг}/\text{м}^3$, ρ_a – плотность воздуха, $\text{кг}/\text{м}^3$; D_s - диаметр частиц снега, см.

$$V_g = 0,36 \left(\frac{\rho_g}{\rho_a} \right)^{1/2} D_g^{1/2} \quad (4.34)$$

где $\rho_g = 500$ - плотность частиц ледяной крупы, кг/м³; D_g - диаметр частиц ледяной крупы, см.

Частицы распределены согласно распределению Маршалла-Пальмера [Marshall, J.S. and W. Mc. K. Palmer, 1948]:

$$N_{s,g}(D_{s,g}) = n_0 \int_0^{\infty} e^{-\lambda_{s,g} D_{s,g}} dD_{s,g} \quad (4.35)$$

где $n_0 = 3 \cdot 10^{-2}$ и $8 \cdot 10^{-2}$ - параметр пересечения распределения для частиц снега и ледяной крупы соответственно, см⁻⁴.

Скорость, взвешенная по массе:

$$V = \frac{\int_0^{\infty} V_{s,g}(D) m_{s,g}(D) N_{s,g}(D) dD}{\int_0^{\infty} m_{s,g}(D) N_{s,g}(D) dD} \quad (4.36)$$

где $V_{s,g}(D)$ – скорость гравитационного оседания, заданная формулами (4.33) и (4.34) соответственно; $m_{s,g}(D)$ – масса частиц; $N_{s,g}(D)$ – распределение, заданное (4.35).

Масса снежинки и частицы ледяной крупы (в предположении того, что частицы сферические):

$$M_{s,g} = \frac{\pi \rho_{s,g}}{6} D_{s,g}^3 \quad (4.37)$$

Подставив (4.34), (4.35), (4.37) в (4.36) и преобразовав, получим скорость гравитационного оседания скорости ледяной крупы:

$$V_g = \frac{0,36 \left(\frac{\rho_g}{\rho_a} \right)^{1/2} \int_0^\infty D_g^{7/2} e^{-\lambda_g D_g} dD_g}{\int_0^\infty D_g^3 e^{-\lambda_g D_g} dD_g} \quad (4.38)$$

Обозначим

$$K_g = 0,36 \left(\frac{\rho_g}{\rho_a} \right)^{1/2} \quad (4.39)$$

Вычислим массу частиц ледяной крупы, то есть вычислим знаменатель (4.38):

$$M_g = \frac{\pi \rho_g}{6} n_0 \int_0^\infty D_g^3 e^{-\lambda_g D_g} dD_g \quad (4.40)$$

Приведем (4.40) к каноническому виду уравнения Эйлера, решением которого является гамма-функция. Приведем (4.40) к виду

$$\Gamma(x) = \int_0^\infty t^{x-1} e^{-t} dt, \text{ причем } t = \lambda D:$$

$$M_g = \frac{\pi \rho_g}{\lambda_g^4} n_0 \quad (4.41)$$

Отсюда $\lambda_g = \left(\frac{n_0 \pi \rho_g}{M_g} \right)^{1/4}$. Тогда знаменатель (4.38) равен $\frac{\Gamma(4)}{\lambda_g^4}$.

Теперь вычислим числитель (4.38). В каноническом виде числитель представляет собой:

$$\int_0^{\infty} \frac{t^{\frac{9}{2}-1} e^{-t} dt}{\lambda^{\frac{9}{2}}} = \frac{1}{\lambda^{\frac{9}{2}}} \Gamma\left(\frac{9}{2}\right) \quad (4.42)$$

Таким образом, из (4.38)-(4.42), а также вычислив $\Gamma(4,5) \approx 11,6$, получим, что скорость гравитационного оседания частиц ледяной крупы равна:

$$V_g = 0,7 \left(\frac{\rho_g}{\rho_a} \right)^{1/2} \left(\frac{M_g}{n_0 \pi \rho_g} \right)^{\frac{1}{8}} \quad (4.43)$$

Для расчета скорости гравитационного оседания частиц снега произведем аналогичные преобразования.

Подставив в (4.40) данные о частице снега, получим, что масса частиц снега равна:

$$M_s = \frac{\pi \rho_s}{\lambda_s^4} n_0 \quad (4.44)$$

Отсюда вычисляем:

$$\lambda_s = \left(\frac{n_0 \pi \rho_s}{M_s} \right)^{1/4} \quad (4.45)$$

$$V_s = \frac{1,53 \left(\frac{\rho_s}{\rho_a} \right)^{1/2} \int_0^{\infty} D_g^{1/4} D_s^3 e^{-\lambda_s D_s} dD_s}{\int_0^{\infty} D_s^3 e^{-\lambda_s D_s} dD_s} \quad (4.46)$$

После преобразований (4.46) числитель принимает вид

$$1,53 \left(\frac{\rho_s}{\rho_a} \right)^{1/2} \frac{\Gamma(4,25)}{\lambda_s^{17/4}}, \text{ а знаменатель } \frac{\Gamma(4)}{\lambda_s^4} = \frac{6}{\lambda_s^4}.$$

Вычислив $\Gamma(4,25) \approx 8,3$, получим, что скорость гравитационного оседания частиц снега равна:

$$V_s = 2,11 \left(\frac{\rho_s}{\rho_a} \right)^{1/2} \left(\frac{M_s}{n_0 \pi \rho_s} \right)^{1/16} \quad (4.43)$$

Для того, чтобы перейти к переменным модели, необходимо выразить $\left(\frac{M_s}{n_0 \pi \rho_s} \right)^{1/16}$ и $\left(\frac{M_g}{n_0 \pi \rho_g} \right)^{1/8}$ через имеющиеся в модели переменные ледности снега и частиц ледяной крупы [Lin Y., R. Farley, et. al., 1983; Wisner, Chester, H. D. et. al, 1972]:

$$\lambda_s = \sqrt[4]{\pi q_s n_{0s}} \quad (4.44)$$

$$\lambda_g = \sqrt[4]{\pi q_g n_{0g}}, \quad (4.45)$$

Окончательные формулы расчета скорости гравитационного оседания частиц снега и ледяной крупы [Lin Y., R. Farley, et. al., 1983; Strivatstava, 1967]:

$$V_s = 2.11 \cdot \left(\frac{\rho_s}{\rho_a} \right)^{0.5} \cdot \lambda_s^{0.25} \quad (4.46)$$

$$V_g = 0.7 \cdot \left(\frac{\rho_g}{\rho_a} \right)^{0.5} \cdot \lambda_g^{0.5} \quad (4.47)$$

Так как разница между скоростью гравитационного оседания частиц льда и вертикальной составляющей скорости ветра пренебрежимо мала, то примем скорость гравитационного оседания частиц льда равной вертикальной составляющей скорости ветра согласно [Lin Y., R. Farley, et. al., 1983].

Конвективную вертикальную скорость внутри Сб выразим через формулу [Мазин И.П., Хргиан А.Х., 1989]:

$$w = \sqrt{D\Delta T}, \quad (4.48)$$

где D-диаметр конвективных струй внутри Сб, км; ΔT – разница между температурой на верхней и нижней границах облаков, К.

В работе [Мазин И.П., Хргиан А.Х., 1989] отмечается, что для ЦФО характерный диаметр конвективных струй не превышает 300 м.

Броуновская коагуляция не моделируется, поскольку броуновское движение в облаке наблюдается у аэрозолей радиусом менее 1 мкм [Илев Л.С., Довгалюк Ю.А., 1999]. Влияние электрических сил на коэффициент соударения частиц рассмотрено в [Илев Л.С., Довгалюк Ю.А., 1999]. В работах отмечается, что электрические силы мало сказываются на коэффициенте соударения частиц диаметром более 50 мкм, а размеры твердых гидрометеоров и дождевых капель больше. Поэтому влиянием электростатической коагуляции также пренебрегаем. Турбулентная коагуляция, возникающая вследствие турбулентных движений, имеет место только для крупных частиц – снега, льда, ледяной крупы и дождевых капель. Важно, что при наличии ускорений

в турбулентных движениях частицы разного размера будут двигаться с разными скоростями, что обуславливает увеличение вероятности соударения. Таким образом, скорость турбулентной коагуляции (количество соударений в единице объема за единицу времени) для двух типов взаимодействующих частиц по работе [Шикин Н.С., 1964]:

$$V_{коаг} = \pi \left(\left(\frac{D_1}{2} \right) + \left(\frac{D_2}{2} \right) \right)^2 \cdot \left(\left(\frac{D_1}{2} \right)^2 - \left(\frac{D_2}{2} \right)^2 \right) \cdot \left(\frac{\rho_a}{\rho_{1,2}} \right) \cdot \left(\frac{e^3}{v^5} \right)^{1/4} \cdot n_2, \quad (4.49)$$

где $\rho_{1,2}$ – плотность коагулирующих частиц, кг/м³, $e=0,2142$ – турбулентная энергия, диссирируемая в единицу времени в расчете на единицу массы воздуха, м²/с², $v = 0,17$ – коэффициент кинематической вязкости, м²/с, n_2 – концентрация частиц диаметром D_2 , м⁻¹.

Турбулентная энергия, диссирируемая в единицу времени в расчете на единицу массы воздуха $e=0,2142$ м²/с², рассчитана из соотношения интенсивности турбулентной и гравитационной коагуляции Сафмана – Тернера [Шикин Н.С., 1964].

4.2. Анализ результатов моделирования электрических характеристик атмосферы с помощью модели электризации кучево-дождевых облаков

Проанализируем профили электрических характеристик АЭП (минимум, максимум, среднее напряженности и общего объемного заряда по пространству и времени) в тех случаях, когда модельная грозовая активность

совпала с фактическими грозовыми очагами. В качестве фактических грозовых очагов были отобраны случаи грозовой деятельности по территории ЦФО России за 13 мая - 31 августа 2013 г по синоптической сети и всемирной сети регистрации молний WWLLN. Суммарное число фактических грозовых очагов составляет 1105.

На рис. 4.2 а,б,в и рис. 4.3 а,б,в представлены профили напряженности АЭП и плотностей объемных зарядов, полученные при применении безындукционного, индукционного и комплексного механизмов генерации зарядов соответственно. Как видно из рисунков, профили напряженности имеют трехпольную структуру с преобладанием положительного заряда в верхней части облака, отрицательного – в середине и положительного - в его нижней части. В соответствии с рис. 4.2 и 4.3 установленные средние пробойные значения напряженности АЭП (220 кВ/м [Mansel E. R., MacGorman D.R., et al., 2005]) достигаются при использовании безындукционного и комплексного механизмов генерации зарядов в серединной части облака. В верхней части облака (~300 гПа) максимальное значение напряженности составляет 226 кВ/м, чему соответствует значение общего объемного заряда $11,3 \text{ нКл}/\text{м}^3$ (рис. 4.2а и 4.3а) при применении модели электризации с безындукционным механизмом генерации зарядов. В отрицательно заряженной толще облака минимальное значение общего объемного заряда между безындукционно заряженными частицами составляет $-17,5 \text{ нКл}/\text{м}^3$ на изобарической поверхности $\sim 450 \text{ гПа}$. На этой поверхности минимальное значение напряженности равно -350 кВ/м .

Максимальное значение напряженности положительно заряженной верхней части облака для комплексной схемы генерации зарядов составляет 230 кВ/м (\sim 300 гПа). На этом же уровне значение общего объемного заряда равно 11,8 нКл/м³ (рис.4.2в и 4.3в).

При применении индукционного механизма генерации зарядов (рис.4.2б и рис. 4.3б) показатели характеристик АЭП таковы: максимальное положительное значение напряженности составляет 231 кВ/м в верхней части облака, чему соответствует плотность заряда 11,8 нКл/м³. В нижней части облака, где преобладают отрицательные заряды, минимальное значение напряженности составляет -282 кВ/м, а минимальное значение равно -14,1 нКл/м³.

В целом распределение зарядов соответствует результатам, представленным в работах [Дементьева С.О., Ильин Н.В., Мареев Е.А., 2015; Мареев Е.А., 2010; Bateman M.G., Marshall T.C., 1999; Stolzenburg M., Marshall T.C., 1998]. Значения плотностей объемных зарядов и напряженности электрического поля не противоречат результатам, представленным в [Mansel E. R., MacGorman D.R. ,et. al., 2005; Ziegler C., D. MacGorman,et. al.,1991].

В табл. 4.1 представлены минимальные, максимальные и средние значения ледности твердых типов гидрометеоров, а также водности облака для случаев с грозовой активностью. Из таблицы видно, что гидрометеоры располагаются не выше задерживающего слоя (поверхность 300 гПа), высокие значения ледности твердых гидрометеоров приходятся на серединную часть облака и ее верхнюю треть. Скопление гидрометеоров в облаке говорит о на-

чале его перехода в стадию зрелости. Наибольшие показатели ледности отмечаются у частиц ледяной крупы и частиц льда. Максимальные значения – на изобарической поверхности ~600 гПа составляет 4,94 г/г для частиц ледяной крупы и 4,96 г/кг на поверхности 550 гПа для частиц льда. Частицы снега распределены на большем количестве изобарических поверхностей по сравнению с частицами льда и ледяной крупы, что объясняется меньшей плотностью снега. Скопление облачных частиц отмечается в слое 550-850 гПа и достигает максимума (2,47 г/кг) в серединной части облака на изобарической поверхности 600 гПа. Такое довольно высокое значение влажности облачного воздуха является фактором процессов начала генерации зарядов.

Рассмотрим скорость гравитационного оседания твердых гидрометеоров в облачном слое (рис. 4.4). Наибольшая скорость оседания отмечается у частиц льда, причем в нижней трети облака, что объясняется большей плотностью по сравнению с частицами крупы (граупелей) и снега. Так, скорость гравитационного оседания частиц ледяной крупы не превышает 7,95 м/с в середине облака, а в нижней трети составляет 12,77 м/с (~ 850 гПа). Скорость гравитационного оседания частиц льда возрастает до поверхности ~ 600 гПа, достигает максимума 13,85 м/с и затем убывает до 3,72 м/с на 900 гПа. Гравитационное оседание частиц снега происходит с меньшей скоростью на протяженности всего облака ввиду меньшей плотности частиц: от 0,28 до 1,12 м/с. Как видно из рисунка, максимальные значения скорости гравитационного оседания – у твердых частиц (частиц льда и ледяной крупы) в нижней

трети облака. Опускание положительно заряженных твердых частиц (см. рис. 4.3) говорит о процессе поляризации.

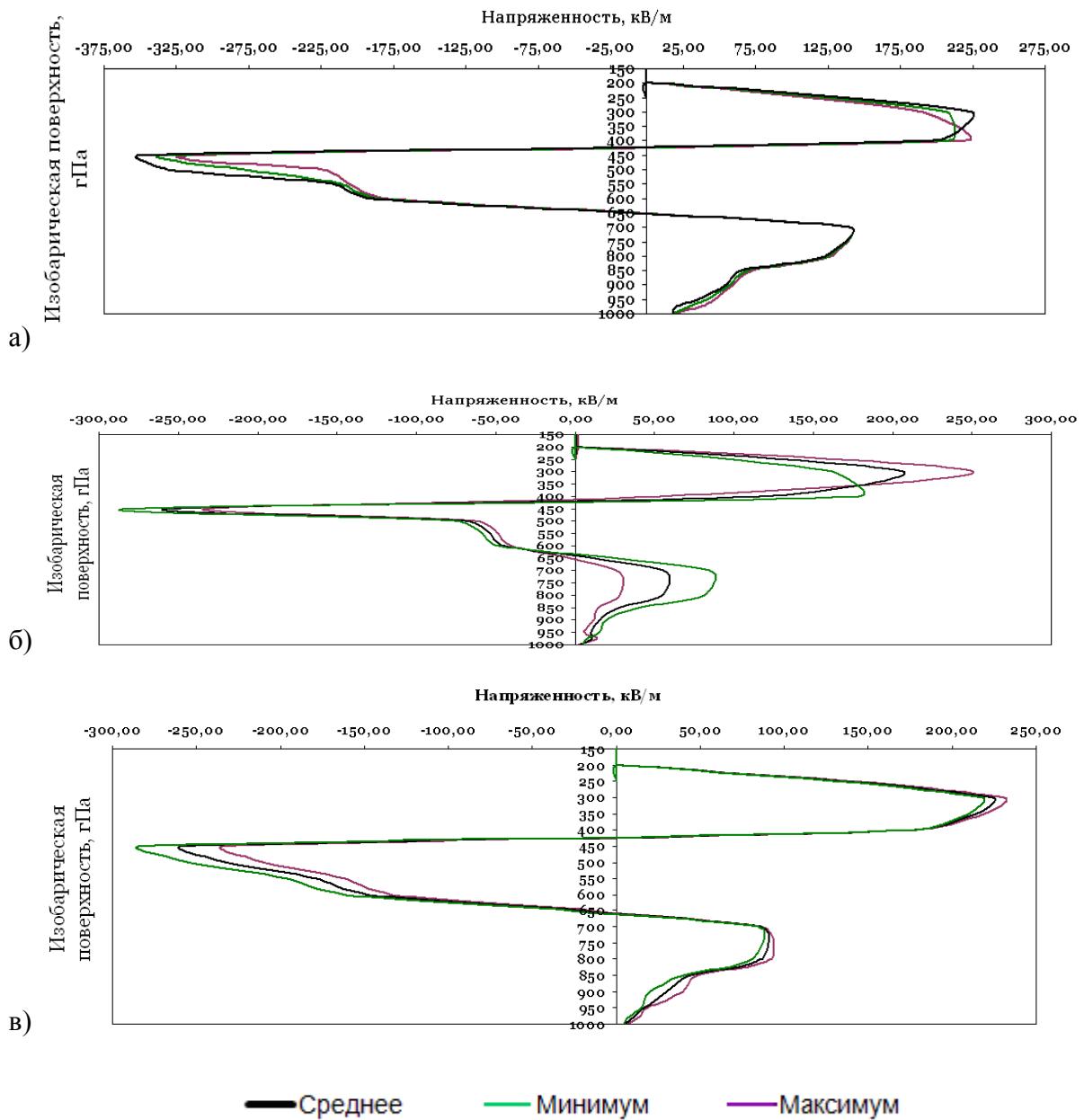


Рис. 4.2. Вертикальные профили напряженности электрического поля атмосферы, полученные по модели электризации кучево-дождевых облаков с различными механизмами генерации зарядов

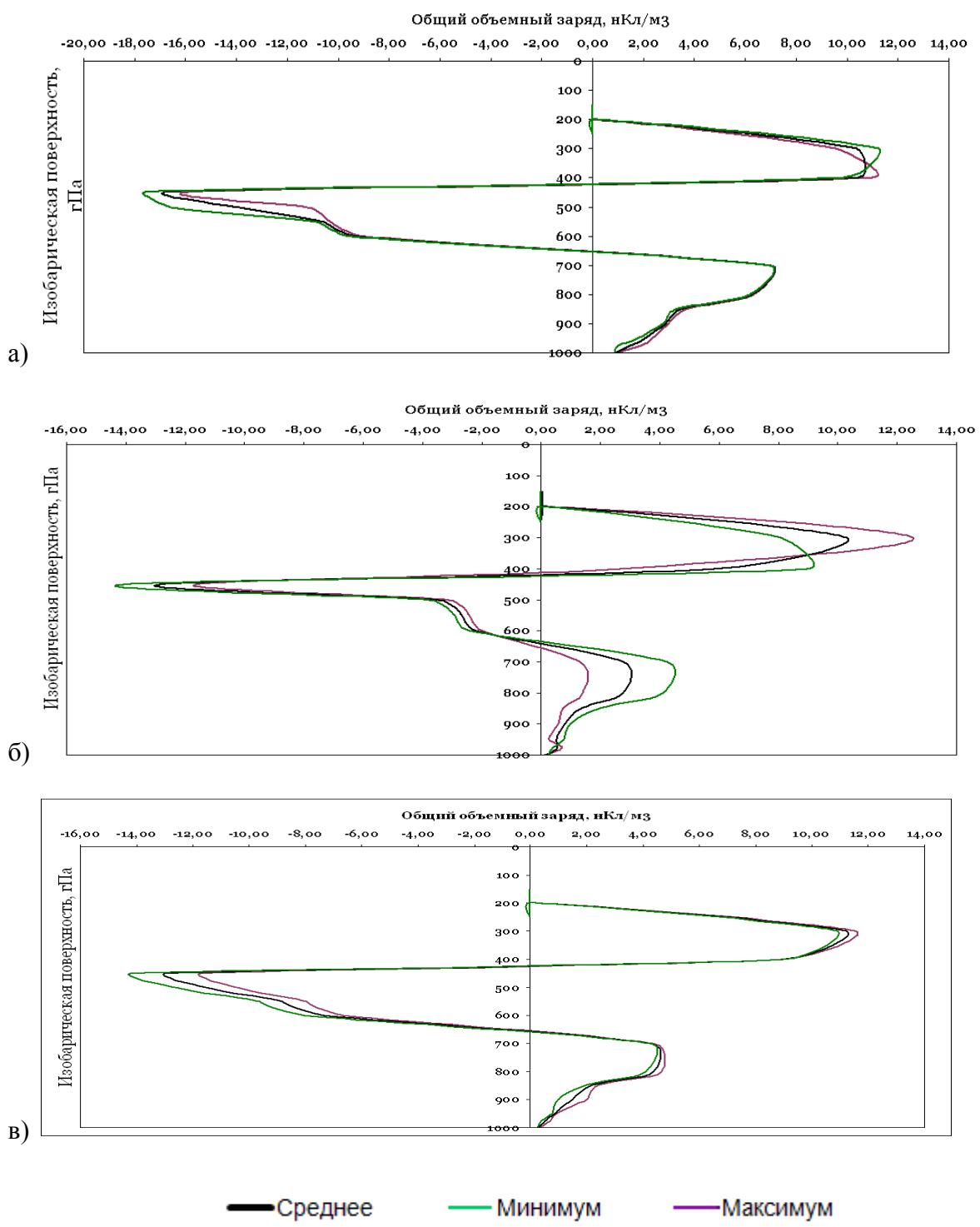


Рис. 4.3. Вертикальные профили плотности объемных зарядов, полученных по модели электризации кучево-дождевых облаков с различными механизмами генерации зарядов

На рис. 4.5. представлен профиль функции от температуры β , которая показывает диапазоны температур в облаке, при которых частицы заряжаются. В соответствии с рисунком зарядение частиц не происходит выше задерживающего слоя (300 гПа). Процессы генерации и разделения зарядов происходят в толще Сб.

На рис. 4.6 представлен средний вертикальный профиль коэффициента соударения частиц $E_{1,2}$. Из рисунка видно, что максимальная доля частиц, между которыми происходит соударение, отмечается в серединной части облака. Значение коэффициента не превышает 0,67.

Таблица 4.1

Распределение гидрометеоров в кучево-дождовом облаке во время грозы

Изобарич- ская поверхность, гПа	Ледность твердых гидрометеоров, г/кг									Водность облака, г/кг		
	Частицы ледя- ной крупы			Частицы льда			Частицы снега					
	min	max	ave	min	max	ave	min	max	ave	min	max	ave
1000	0,11	0,33	0,22	0,33	0,43	0,38	0,02	0,06	0,04	0,12	0,14	0,13
975	0,23	0,40	0,32	0,45	0,54	0,50	0,13	0,15	0,14	0,19	0,23	0,21
950	0,32	0,43	0,38	0,66	0,76	0,71	0,21	0,23	0,22	0,23	0,30	0,27
900	0,64	0,83	0,74	0,98	1,14	1,06	0,32	0,71	0,52	0,43	0,53	0,48
850	1,03	1,47	1,25	1,00	1,22	1,11	0,67	0,75	0,71	0,54	0,64	0,59
800	1,08	1,81	1,45	1,65	1,76	1,71	0,78	0,93	0,86	0,67	1,55	1,11
700	1,59	2,71	2,15	0,93	1,99	1,46	0,87	1,73	1,30	1,18	2,06	1,62
600	3,82	4,94	4,38	2,00	3,06	2,53	1,93	2,79	2,36	1,59	2,47	2,03
550	2,43	3,93	3,18	3,90	4,96	4,43	2,27	3,13	2,70	1,39	2,27	1,83
500	2,15	2,07	2,11	2,25	3,31	2,78	2,46	3,32	2,89	1,30	1,50	1,40
450	1,97	1,98	1,98	2,64	2,70	2,67	2,28	3,14	2,71	1,23	1,43	1,33
400	1,76	1,87	1,82	2,07	2,24	2,16	2,22	3,08	2,65	0,98	1,02	1,00
300	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,30	2,44	1,87	0,00	0,00	0,00
200	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
250	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
200	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
150	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

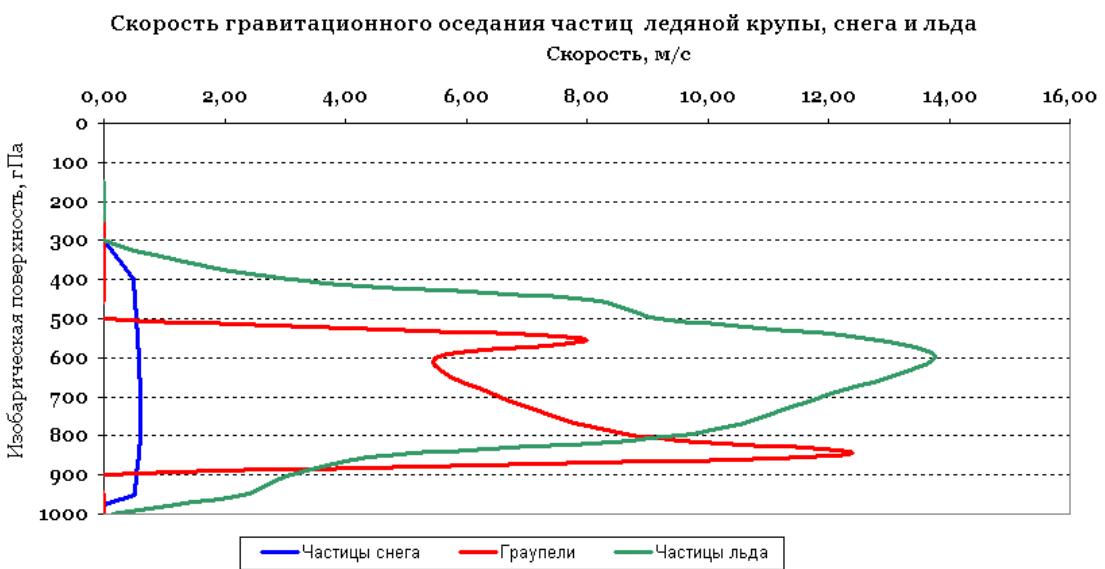


Рис. 4.4. Средние вертикальные профили ледности твердых гидрометеоров, полученных по модели электризации

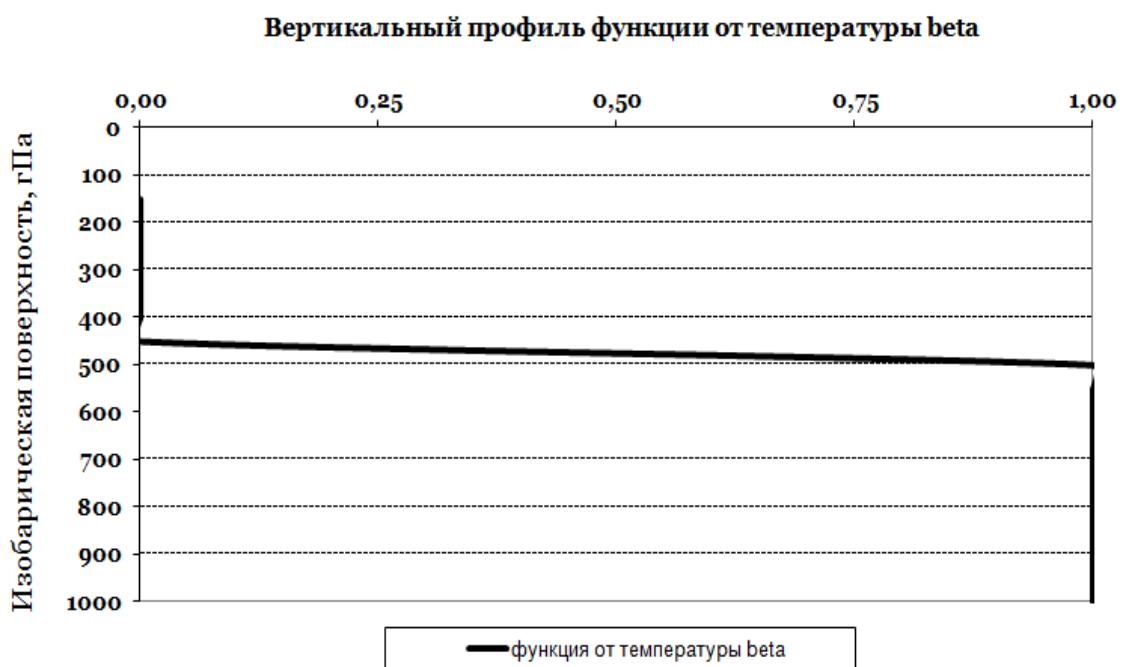


Рис. 4.5. Средний вертикальный профиль функции β , полученный по модели электризации

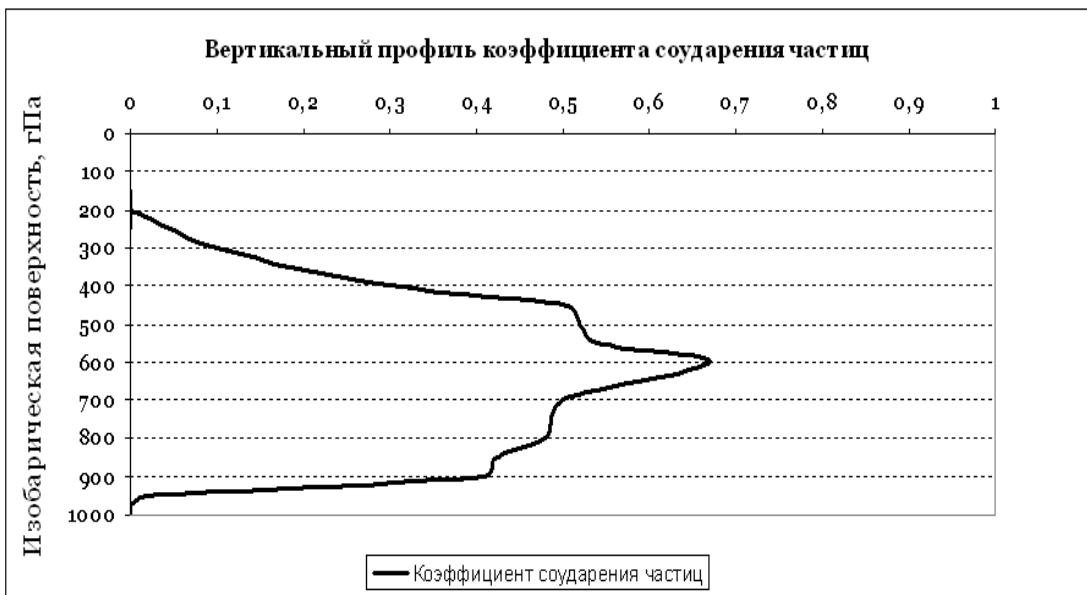


Рис. 4.6. Средний вертикальный профиль коэффициента соударения частиц, полученный по модели электризации

4.3. Сравнение воспроизведенных электрических характеристик атмосферы с данными наблюдений о грозовой активности

Сравнение прогнозов гроз по модели электризации произведена по территории ЦФО России за 13 мая – 31 августа 2013 г. Суммарное число фактических грозовых очагов, зафиксированных сетью синоптических станций и сетью WWLLN, составляет 1105. Оценка качества прогнозов произведена как отдельно для дневных и ночных гроз, а также всех грозовых очагов за сутки. Так как рассматриваемая область ЦФО объединена одним часовым поясом, за дневные грозы были приняты грозовые очаги, отмеченные в 6, 9, 12, 15, 18 чч, а за ночные – 0, 3, 21 чч. Всего зафиксировано 419 ночных гроз и 686 дневных. Фактические данные о грозах были сравнены с прогнозами

молниевой активности по модели электризации и индексу неустойчивости, учитывающего вертикальную составляющую вектора скорости Π_w . Рассматривалось три версии модели электризации, основанные на различных механизмах генерации зарядов – индукционном, безындукционном и комплексном. Значения характеристик успешности прогноза гроз приводятся в табл.

4.2. Таблицы сопряженности приведены в табл. 4.3. Полученные оценки качества прогноза гроз как по модели электризации, так и по индексу Π_w показали высокие показатели оправдываемости отсутствия гроз (0,91-0,99) безотносительно времени суток. Что касается предупрежденности наличия гроз, то у индекса Π_w , то наибольший показатель, равный 0,87 (случаи с суточными грозами). Также индекс показал лучшие показатели по критерию Пирси-Обухова (0,58).

По индексу Π_w лучше показатели прогноза наличия и отсутствия гроз. По оправдываемости наличия (главному критерию безопасности) наивысший показатель у модели электризации, основанной на безындукционном механизме генерации зарядов (0,34 против 0,31 по индексу Пескова). По предупрежденности наличия гроз лучшие показатели у индексов Π_w (0,87) и Пескова (0,88).

Таблица 4.2

Сравнительная оценка показателей успешности прогноза гроз (д. ед.) по модели электризации и индексу P_w , ЦФО, конвективный сезон 2013 г.

Характеристика оправдываемости прогнозов, д.е.	Метод прогноза											
	Модель электризации, основанная на различных механизмах генерации зарядов									Индекс неустойчивости P_w		
	Безындукционный			Индукционный			Комплексный					
	Дн.	Нч.	Сум.	Дн.	Нч.	Сум.	Дн.	Нч.	Сум.	Дн.	Нч.	Сум.
Общая оправдываемость	0,78	0,79	0,79	0,77	0,70	0,74	0,79	0,75	0,70	0,73	0,74	0,74
Оправдываемость наличия	0,32	0,34	0,33	0,26	0,22	0,44	0,32	0,27	0,24	0,29	0,30	0,30
Оправдываемость отсутствия	0,95	0,95	0,95	0,91	0,91	0,91	0,94	0,93	0,93	0,97	0,97	0,99
Предупрежденность наличия	0,72	0,71	0,71	0,46	0,51	0,48	0,63	0,60	0,62	0,86	0,85	0,87
Предупрежденность отсутствия	0,78	0,80	0,79	0,81	0,73	0,77	0,81	0,77	0,72	0,71	0,72	0,71
Критерий Пирси - Обухова	0,51	0,51	0,50	0,28	0,24	0,39	0,44	0,37	0,33	0,57	0,57	0,58

Таблица 4.3

Таблицы сопряженности для различных моделей электризации и индекса Π_w , ЦФО, конвективный сезон 2013г

Безындукционный механизм (сутки)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	781	1594	2375
без грозы	324	6178	6502
сумма	1105	7772	8809

Безындукционный механизм (день)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	497	1046	1543
без грозы	189	3774	3963
сумма	686	4820	5506

Безындукционный механизм (ночь)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	297	572	869
без грозы	122	2312	2434
сумма	419	2884	3303

Индукционный механизм (сутки)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	528	665	1193
без грозы	577	6009	6586
сумма	1105	7772	8809

Комплексный механизм (сутки)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	682	2180	2862
без грозы	423	5524	5947
сумма	1105	7704	8809

Комплексный механизм (день)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	432	898	1330
без грозы	254	3922	4176
сумма	686	4820	5506

Комплексный механизм (ночь)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	250	666	916
без грозы	169	2218	2387
сумма	419	2884	3303

Индекс Π_w (день)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	590	1411	2001
без грозы	96	3409	3505
сумма	686	4820	5506

Индекс Π_w (ночь)

Наблюдения Прогноз	гроза	без грозы	сумма
гроза	355	809	1164
без грозы	64	2075	2139
сумма	419	2884	3303

При исследовании успешности прогноза гроз по модели электризации с различными механизмами генерации зарядов лучшие показатели были отмечены у безындукционного механизма генерации зарядов: максимальное значение критерия Пирси-Обухова равно 0,51; наилучшие показатели предупрежденности наличия составляют 0,72.

Рассмотрим примеры прогностических карт. На рис. 4.7 представлен пример прогноза гроз по индексу Π_w и модели электризации (безындукционная схема генерации зарядов) на 15 августа 2012 г. для 6 ч. UTC (рис.4.7а) и 15 ч. UTC (рис.4.7б) по ЕТР. Желтой заливкой показан прогноз наличия гроз по индексу Π_w , серой заливкой – прогноз отсутствия. Изолиниями показаны прогностические поля напряженности электрического поля по модели электризации. Специальным значком обозначены фактические грозы. Зелеными

эллипсами показаны фактические грозовые очаги, совпавшие с прогнозом наличия гроз по индексу и по модели электризации; синими – по индексу Π_w ; красными – пропуск явления по индексу и по модели электризации.

Из рис. 4.7а видно, что качество прогноза гроз по индексу Π_w выше – предсказано 6 фактических грозовых очагов, модель электризации показывает значения напряженности электрического поля ниже пороговых для молниевой активности – 100-200 кВ/м. На рис. 4.7б все грозовые очаги спрогнозированы как индексом Π_w , так и моделью электризации (значения напряженности варьируются от 200 до 400 кВ/м).

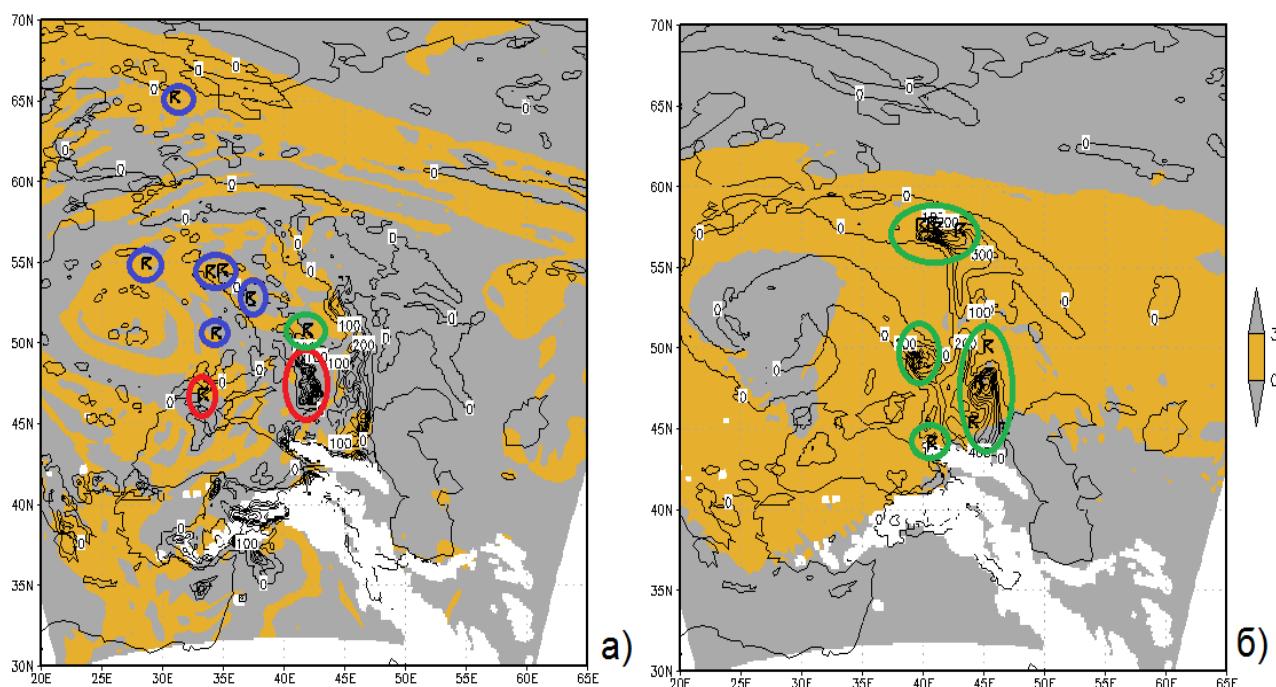


Рис. 4.7. Пример прогноза гроз по индексу Π_w и модели электризации для ЕТР на 6 и 15 чч 15 августа 2012 г.

Выводы по главе 4

В главе диссертации представлено физико-математическое описание электризации кучево-дождевых облаков, использующей результаты прогноза численной мезомасштабной модели WRF-ARW в качестве входных данных и позволяющей прогнозировать параметры атмосферного электрического поля, в том числе, характерные для грозовой активности. Показаны результаты сравнения полученных прогностических значений электрического пробоя с наблюденными грозовыми очагами. Основные результаты, представленные в главе 4:

1. Создана модель электризации кучево-дождевых облаков, использующая прогнозы численной мезомасштабной модели.
2. Представлены оценки качества прогноза гроз по предложенной модели электризации кучево-дождевых облаков с разными механизмами генерации зарядов (безындукционном, индукционном и комплексном).
3. Модель электризации кучево-дождевых облаков, основанная на безындукционном механизме генерации зарядов, показала лучшие результаты. Таким образом, безындукционный заряд, генерируемый вследствие соударения частиц ледяной крупы и снега, а также ледяной крупы и частиц льда оказался выше индукционного заряда, генерируемого при взаимодействии ледяной крупы и облачных капель. Однако, подобная ситуация может возникать из-за наложенных ограничений используемой в диссертации параметризации Гардинера-Зиглера для индукционной зарядки между гидрометеорами.

4. Оправдываемость отсутствия гроз составляет 0,95, предупрежденность наличия грозовых очагов не превышает 0,72, а значение критерия Пирси-Обухова равно 0,51 для версии модели с безындукционной схемой генерации зарядов.
5. Прогноз гроз по разработанный в диссертации модели электризации Св пока не достиг показателей успешности индекса Π_w по критерию Пирси-Обухова и оправдываемости отсутствия. Однако, значения общей оправдываемости, а также оправдываемости наличия и предупрежденности отсутствия у модели электризации выше. Это делает ее равной по значимости для разработки комплексного метода.
6. Полученные по модели электризации профили напряженности и плотностей объемных зарядов имеют трехпольную структуру с преобладанием положительного заряда в верхней части облака, отрицательного – в середине и положительного – в его нижней части, что согласуется с результатами работ других авторов.
7. Установленные пробойные значения напряженности АЭП (220 кВ/м) достигаются при использовании безындукционного и комплексного механизмов генерации зарядов в серединной части облака, что согласуется с результатами, полученными у других авторов.
8. То, что значение напряженности электрического поля на некоторых изобарических поверхностях меньше критического значения, не препятствует развитию молнии, так как, во-первых, для облака характерно неоднородное распределение заряда и, следовательно, величин напря-

женности электрического поля по горизонтали, и, во-вторых, молния имеет разветвленную структуру и развивается не строго вертикально.

Заключение

В диссертационной работе осуществлена оценка качества прогноза грозовой активности по 26 индексам неустойчивости атмосферы, широко применяемых в мировой практике для предсказания конвективных явлений погоды. Предложен индекс неустойчивости атмосферы, позволяющий получать более высокие оценки качества прогноза гроз по большинству показателей. Создана модель электризации кучево-дождевых облаков с использованием прогнозов численной мезомасштабной модели WRF-ARW. Получены оценки качества прогноза гроз по созданной модели электризации кучево-дождевых облаков, которые по половине показателей выше оценок индекса Π_w . Впервые в ФГБУ “Гидрометцентр России” созданы пополняемые БД о зафиксированных атмосферным разрядам, получаемых по сетям WWLLN, ФГБУ “ГГО” и ФГБУ “ВГИ”. Произведена оценка точности сетей фактической информации о грозах WWLLN, ФГБУ “ГГО” и ФГБУ “ВГИ”.

На основе проведенного анализа и полученных результатов можно сформулировать следующие основные выводы диссертационной работы:

1. Впервые в ФГБУ “Гидрометцентр России” создана численная модель электризации кучево-дождевых облаков с использовани-

ем результатов прогнозов гидродинамической мезомасштабной модели.

2. В результате сравнения прогноза гроз по модели электризации с фактическими грозовыми очагами было установлено, что оправдываемость прогноза гроз по модели электризации, основанной на безындукционном механизме генерации заряда, показала лучшие результаты по сравнению с индукционным и комплексным. Оценки качества таких прогнозов гроз по ЦФО за период 13 мая – 31 августа 2013 г. следующие: оправдываемость отсутствия гроз составляет 0,95, предупрежденность наличия грозовых очагов не превышает 0,72, а значение критерия Пирси-Обухова равно 0,51.
3. Полученные по модели электризации профили напряженности и плотностей объемных зарядов имеют трехпольную структуру с преобладанием положительного заряда в верхней части облака, отрицательного – в середине и положительного – в его нижней части, что согласуется с результатами работ других авторов.
4. Установленные средние пробойные значения напряженности АЭП (220 кВ/м) достигаются при использовании безындукционного и комплексного механизмов генерации зарядов в серединной части облака, что согласуется с результатами, полученными у других авторов.

5. То, что значение напряженности электрического поля на некоторых изобарических поверхностях меньше критического значения, не препятствует развитию молнии, так как, во-первых, для облака характерно неоднородное распределение заряда и, следовательно, величин напряженности электрического поля по горизонтали, и, во-вторых, молния имеет разветвленную структуру и развивается не строго вертикально.
6. Статистические оценки 26 индексов неустойчивости атмосферы, рассчитанных на базе современной гидродинамической мезомасштабной модели WRF - ARW. Наибольшие значения общей оправдываемости отмечено у индекса Фатеева (0,48), в котором оптимально учитываются вертикальная неустойчивость и влажность тропосфера. Наибольшие значения общей оправдываемости отмечены у индекса Фатеева (0,48). Значения общей оправдываемости больше 0,4 отмечены у индексов ТТ (0,47), Пескова (0,42), СТ и VT (0,44-0,47), а также у индекса Вайтинга К и Шоултера SI (0,46). Максимальное значение критерия Пирсии-Обухова отмечено у индекса Фатеева (0,29). Несколько меньшие значения критерия у индексов ТТ, VT, СТ и Пескова (0,22-0,27).
7. Разработан метод прогноза гроз с учетом вертикальной составляющей вектора скорости, температуры и точки росы, рассчитанных в прогнозах модели WRF - ARW. Оценки качества про-

гноза гроз по предлагаемому индексу Π_w показали, что оправдываемость отсутствия грозы составляет 0,99, оправдываемость наличия равна 0,30, критерий Пирси – Обухова равен 0,58. Эти показатели выше или практически равны показателям других испытанных индексов. Существенное повышение качество прогноза гроз достигнуто за счет учета комплекса главных термодинамических факторов: вертикальных движений (w) в мезомасштабном конвективном комплексе (МКК), температуры воздуха (T) и температуры точки росы (Td) в подоблачном слое.

8. Вертикальные движения, полученные в прогнозах модели WRF-ARW в масштабе МКК дали основной вклад в высокие показатели успешности прогноза гроз по сравнению с другими испытанными 26 индексами, так как в последних w учитывается косвенно и значительно более грубо, без учета всех иных мезомасштабных процессов, кроме вертикальной неустойчивости.
9. Получены оценки точности данных о фактических грозовых очагах сетей WWLLN, ФГБУ “ГГО” и ФГБУ “ВГИ”. Оценка включает в себя расчет четырех статистических величин для пяти градаций допуска: достоверности, вероятности ложного диагноза, вероятности обнаружения и вероятности необнаружения гроз с различными градациями допуска ($\pm 15, 25, 50, 75$ и 100 км).

10. Достоверность сети WWLLN выше вероятности ложного диагноза при проведении сопоставления с допусками ± 50 , 75 и 100 км за период 13 мая-31 августа 2013 г. по ЦФО России. Показатели достоверности соответственно равны $0,65$, $0,77$ и $0,82$.

В связи с большей широтой применения численных моделей атмосферы, увеличением их пространственного и временного разрешения, наличием в прогностических моделях необходимых для расчета электрических параметров данных метеорологических величин (температуры, влажности, компонент вектора скорости, ледности, водности частиц и др.) важно описывать физические и микрофизические процессы более точно, переходя к их явному описанию. Это позволит улучшить качество прогноза локальных явлений, имеющих конвективную природу образования – гроз, града, шквалов, ливней.

Литература:

1. Аджиев А.Х., Стасенко В.Н., Тапасханов В.О. Система грозопеленгации на Северном Кавказе. - Метеорология и гидрология, 2013, № 1, сс. 5-11.
2. Алексеева А.А., Бухаров М.В. Лосев В.М., Соловьев В.И. Диагноз осадков и гроз по измерениям уходящего теплового излучения облачности с геостационарных спутников. - Метеорология и гидрология, 2006, № 8, с. 33-42.
3. Атмосфера. /Справочник под. ред. Ю. С. Седунова. – Л., Гидрометеоиздат, 1991, 510 с.
4. Бычкова В. И., Рубинштейн К. Г., Игнатов Р. Ю. Описание снежно-ледовых процессов моделью WRF-ARW./ В сб.: - Труды международного IX Северного конгресса “Российский Север: перспективы, долгосрочные прогнозы, управление рисками”. – Архангельск, Изд-во Северного государственного медицинского ун-та, 2013, с. 22-28.
5. Вельтищев Н. Ф., Степаненко В. М. Мезометеорологические процессы: Учебное пособие – М.: МГУ, 2006. – 101 с
6. Горбатовская А.С., Дорофеев Е.В., Попов И.Б., Тарабукин И.А. Опытная эксплуатация образца ДМРЛ – С на Валдае и анализ результатов количественной статистической оценки оправдываемости распознавания гроз на основе сопоставления с данными наземной наблюдатель-

ной сети и спутниковой информацией – Санкт – Петербург, Труды ГГО им. А.И. Воейкова, 2012, 320с.

7. Губенко И. М., Рубинштейн К. Г. Пример сравнения индексов неустойчивости средней тропосферы в прогностической модели с информацией о грозовой активности. - Метеорология и гидрология, 2014, № 5, с. 40-53, Москва.
8. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г. Анализ результатов расчета грозовой активности с помощью индексов неустойчивости атмосферы по данным численной модели WRF – ARW. - Метеорология и гидрология, 2015, № 1, с. 27-37.
9. Дементьева С.О., Ильин Н.В., Мареев Е.А. Расчет электрического поля и индекса грозовой активности в моделях прогноза погоды. – Изв. физики РАН. Физика атмосферы и океана, 2015, том 51, № 2, сс. 210–217
- 10.Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькович А.А. Применение полуторомерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. – Изд. ”Моби Дик”, Санкт-Петербург, 2013, вып. 2, 220с.
- 11.Дружин Г.И., Антенны и распространение радиоволн. Часть 2. Распространение радиоволн. Учебное пособие – КамчатГТУ,Петропавловск – Камчатский, 2003, 56 с.
- 12.Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 777 с.
- 13.Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. – Изд. СПбГУ, Санкт-Петербург, 1999, с. 194.

- 14.Имянитов И.М., Кулик М.М., Чуваев А.П. Опыт исследования грозовых облаков в южных районах Европейской территории СССР и в Закавказье, Труды ГГО, 1957, вып. 67, с. 3-32.
- 15.Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М. Электричество облаков. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 93 с.
- 16.Мареев Е.А. Достижения и перспективы исследований глобальной электрической цепи. – Успехи физических наук, 2010, №5, т. 180, с. 527-534, Москва
- 17.Мельников А.Н., Санников Д.В., Чернева Н.В., Дружин Г.И. Организация приемной станции месторасположения гроз на Камчатке и задачи, решаемые при вступлении во Всемирную сеть станций, Институт космометрических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Партизанская, Камчатский край, 2008, 16с.
- 18.Мучник В.М. Физика грозы. – Л., Гидрометеоиздат, 1974, 352с.
- 19.Назаренко А.В., Опасные природные явления, часть III. Опасные конвективные явления погоды конвективного происхождения. – Воронеж, Издательско – полиграфический центр Воронежского государственного университета, 2008, 62 с.
- 20.Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, выпуск 3, часть II Обработка материалов метеорологических наблюдений, Московское отделение Гидрометеоиздата, Москва, 1965г, 143 с.

21. Никитин Д. Системы грозопеленгации на страже электросетевого хозяйства.- Энергорынок. Профессиональный журнал, 2010, № 06 (78), сс. 17-20.
22. Облака и облачная атмосфера. Справочник под редакцией И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. – Ленинград, Гидрометеоиздат, 1989, 648 с.
23. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Руководство под редакцией К.Г. Абрамович, А.А. Васильева. – Ленинград, Гидрометеоиздат, 1985, 302с.
24. Руководящий документ. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиофизических прогнозов РД 52.27.284-91. – Москва, Комитет Гидрометеорологии при Кабинете Министров СССР, 1991, 149 с.
25. Семенченко Б.А., Физическая метеорология. – Москва, Аспект-Пресс, 2011, 415 с.
26. Снегуров А.В., Снегуров В.С. Экспериментальная грозопеленгационная система, 2012 г., Труды ГГО, вып. 567, сс. 188-200.
27. Старостина О.П., Моисеев П.В. Экспедиционные исследования электрических процессов в приземном слое атмосферы./ В сб.: Труды школы-конференции молодых ученых "Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы", 23-25 сентября, 2013 г, Нижний Новгород. – Изд. Типография Института прикладной физики РАН, 2013, 64 с.

- 28.Фокичева А.А. Примеры оценки экономического эффекта прогноза весенних заморозков, Сборник методик по расчету экономического эффекта. – Обнинск, 2008, 90с.
- 29.Хромов С.П., Мамонтова Л. И., Метеорологический словарь. – Л., Гидрометеоиздат, 1974, 568 с.
- 30.Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л., Гидрометеоиздат, 1964, 403 с.
- 31.Шаповалов А.В. Моделирование эволюции конвективных облаков с учетом электрических процессов, Математическое моделирование, том 15, №4, 2003, сс. 65–76.
- 32.Шметер С. М. Физика конвективных облаков. – Л., Гидрометеоиздат, 1972, 232 с.
- 33.Adedokun J.A., Potential instability and precipitation occurrence within an inter-tropical discontinuity environment. - Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol., 1981, N 30, pp. 69-86.
- 34.Andersson T., Andersson M., Jacobsson C., Nilsson, S., Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. - Meteorol. Mag. vol. 116, 1969, pp. 141- 146.
- 35.Asai T. Cumulus convection in the atmosphere with vertical wind shear: numerical experiment. – J.Met.Soc. Japan, 1964, vol.42, N 4.
- 36.Aufdermauer A.N., Johnson D.A., Charge separation due to riming in a electric field, Q.J.R. Meteor. Soc., vol. 98, 1972. pp. 369-382.

- 37.aufm Kampe H. J., and Weickman, H. K. The effectiveness of natural and artificial aerosols as freezing nuclei. - *J. Meteor.*, 1951, vol. 8, pp. 283–288.
- 38.Barlow, W.R. A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms. - Amer. Meteor., St. Louis, MO, 1993, pp. 129-132.
- 39.Bateman M.G., Marshall T.C., Stolzenburg M., Rust W.D. Precipitation charge and size measurements inside a New Mexico mountain thunderstorm. - *J. Geophys. Res.*, 1999, vol. 104. N D8, pp. 9643–9653.
- 40.Bradburry T.A.M. The use of wet-bulb potential temperature charts. - *Meteorol. Mat.*, vol. 106, 1977, pp.233-251.
- 41.Barthe C., Deierling, W., Barth, M.C. On the use of ice mass fluxes to estimate total lightning in cloud resolving models. - American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract AE43A-02.
- 42.Browning K.A., Ludlam F.H. Air flow in convective storms. – *Quart.J. Roy. Met. Soc.*, 1962, vol.88, N 376.
- 43.Byers H.R., Braham R.R. The thunderstorm., Washington, U.S. Government Printing Office, 1949, pp. 287.
- 44.Cecil D.J., Goodman S.J., Boccippio D.J. Three years of TRMM precipitation features. Pt I: radar, radiometric, and lightning characteristics.- *Month. Weath. Rev.* 2005. vol. 133, N3, pp. 543–566.
- 45.Charba, J.P. Operational system for predicting thunderstorms two to six ours in advance. NOAA Technical Memo. - NWS TDL, 1977, vol. 64, pp. 24.

- 46.Ek M. B., Mitchell K. E., Lin Y., Rogers E., Grunmann P., Koren V., Gayno G., and Tarpley J. D. Implementation of NOAH land surface model advances in the NCEP operational mesoscale Eta model. - *J. Geophys. Res.*, 2003, vol. 108, N 22, pp. 8851.
- 47.Fujita T., Arnold D. Development of a cumulonimbus under the influence of strong vertical shear. – Proc. Tenth Weath. Radar Conf, Boston. – Amer. Meteorol., Soc., 1963, pp.178-186.
48. Fierro A. O., Mansell E. R., Ziegler C. L, and MacGorman D. R. Explicit electrification and lightning forecast implemented within the WRF-ARW model, 15th International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE 2014), 2014, Norman, Oklahoma, USA, O-04-05.
- 49.Foote G.B., and P.S. du Toit. Terminal velocity of raindrops aloft. -*J.Appl. Meteor.*, 1969, vol. 8, pp. 249-253.
- 50.Galway, J.G. The lifted index as a predictor of latent instability. - *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1956, vol. 43, pp. 528-529.
- 51.Gardiner B., Lamb D., Pitter R. Measurements of initial potential gradient and particle charges in a Montana summer thunderstorm., – *J. Geophys. Res.*, 1986, vol. 90, N D4, pp. 6079-6086.
- 52.Gaskell W. A laboratory study of the inductive theory of thunderstorm electrification. – *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 1981, vol. 107, N 454, pp.955-966.
- 53.George J.J. Weather forecasting for aeronautics. - Academic Press, 1960, pp. 673-592.

- 54.Gunn R. The free electrical charge on precipitation inside an active thunderstorm. – J. Geophys. Res., 1950, vol. 55, N 2, pp. 171-178.
- 55.Gunn R. and Kinzer G. The terminal velocity of fall for waterdrops in stagnant air. - J.Meteor., 1949, vol. 6, pp. 243-248.
- 56.Haklander A.J, Delden A.V. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. - Atmospheric Research, 2003, pp. 12-24.
- 57.Helsdon J.H., Farley R. A numerical modeling study of Montana Thunderstorm: model results versus observations involving electrical aspects. – J. Geophys. Res., 1987, vol. 92, № D5, pp. 5661-5675.
- 58.Huntrieser H., Schiesser H.H., Schmid W., Waldvogel A. Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. - Weather Forecast, 1997, vol. 12, pp. 108-125.
- 59.Illingworth A.J., Lathham J. Calculation of electric field growth, field structure and charge distributions in thunderstorms. – Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 103, N 436, pp. 225-381.
- 60.Imyanitov I.M., Evteev B.F., Kamaldina I.I., A thunderstorm cloud.-In: Planetary Electrodynamics. V.I.N.Y., Gordon and Breach Sci. Publ., 1970, pp.401-426.
- 61.Janjic Z. I. The step–mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. - Mon. Wea. Rev, 1994, vol. 122, pp. 927-945.
- 62.Jennings S.G. Electric charging of water drops in polarizing electric fields. - J. Electrost., 1975, vol.1, pp. 15-25.

- 63.Jefferson G.J. A further development of the instability index. - Meteorol. Mag., 1963, vol. 92, pp. 313-316.
- 64.Latham J., and Mason B.J. Electrical charging of hail pellets in a polarizing electric field.- Proc. R. Soc. London, 1962, Ser. A., vol. 266, pp. 387-401.
- 65.Lay E.H. Investigating lightning-to-ionosphere energy coupling based on VLF lightning propagation haracterization, University of Washington, Seat-
tle, Washington State, USA, 2008, pp.20-46.
- 66.Litynska Z., Parniewicz J. and Pinkowski H. The prediction of air mass thunderstorms and hails.- W.M.O., 1976, vol. 450, pp. 128-130.
- 67.Liu J.Y. and Orville J. Numerical modeling of precipitation and cloud shadow effects on mountain-induced cumuli. - J.Atmos. Sci., 1969, vol. 26,
pp. 1283-1298.
- 68.Locatelli, J.D., and Hobbs P.V. Full speed and masses of solid precipitation particles. - J.Geophys. Res., 1974, vol. 79, pp. 2185-2197.
- 69.Lyn Y., Farley, R. and Orville H. Bulk parameterization of snow in a cloud model. – Journal of climate and applied meteorology, 1983, vol. 22, pp.
1065 – 1092.
- 70.Lynn B., Yair Y. Prediction of lightning flash density with the WRF model.- Adv. Geosci., 2010, vol. 23. pp. 11–16.
- 71.MacGorman D. R., Straka J. M., Ziegler C. L. A Lightning Parameterization for Numerical Cloud Models. – J. Appl. Meteor., 2001, vol. 40, pp. 459–
478.

72. Mansel E. R., MacGorman D.R., Ziegler C.L., and J. Straka. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. – J. Geophys. Res., 2005, vol. 110, pp.12-20.
73. Mansel E. R., MacGorman D.R., Ziegler C.L., and J. Straka. Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model. - J. Geophys. Res., 2002, vol. 107, N (D9).
74. Marshall, J.S. and Palmer W. McK. The distribution of raindrops with size.- J. Meteor., 1948, vol. 5, pp. 165-166.
75. Mason J. The generation of electric charges in fields in thunderstorms. - Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 1988, vol. 415, N 1849, pp. 303-315.
76. Mason B.J., The physics of clouds. – Oxford Univ. Press., London, 1971, pp. 672.
77. Maurice J. Schmeits, Kees J. Kok, Daan H.P. Vogelegen. Probabilistic forecasting of severe thunderstorms in the Netherlands. - Weather and Forecasting, Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt, Netherlands, 2004, vol. 20, pp.127-136.
78. Miller, R.C. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. - Tech. Report 200(R), Headquarters, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL , 1972, pp. 190
79. Mossop S.C. The origin and concentration of ice crystals in clouds. - Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 66, 1985, pp. 264–273.

80. Moore, C.B. Rebound limits on charge separation by falling precipitation. - J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, pp.2658-2662.
81. Reymann M., Piasecki J., Hosein F., Larabee S., Williams G., Jiminez M., Chapdelaine D. Meteorological techniques.- Tech. Note, AFWA, U.S. Air Force, 1998, pp. 242.
82. Richter H. The severe thunderstorm forecast and warning process in Australia. - Bureau of Meteorology Training center, Melbourne, Australia, 2008, pp.4-11.
83. Rodger, C. J., Brundell J. B., Dowden R. L, and Thomson N. R. Location accuracy of long distance VLF lightning location network. - Ann. Geophys., 2004, vol. 22, pp. 747-758.
84. Sartor J.D. Induction charging of clouds. - J. Atmos. Sci., 1981, vol. 38, pp. 218-220.
85. Saunders C. Charge separation mechanisms in clouds in planetary atmospheric electricity. - Springer, New York, 2008, pp. 335–353.
86. Saunders C. P.R., and Peck S.L. Laboratory studies of the influence of the time accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions.- J. Geophys. Res., 1998, vol. 103, N 13, pp. 949-956.
87. Skamaroch W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M, Duda M.G., Huang X.Yu., Wang W., Powers J.G. A description of the Advanced Research WRF Version 3. - National Center of Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 2008, pp. 113.

88. Showalter, A.K. A stability index for forecasting thunderstorms.- Bull. Amer. Meteor. Soc., 1947, vol. 34, pp. 250-252.
89. Stolzenburg M., Marshall T.C. Charged precipitation and electric field in two thunderstorms. - J. Geophys. Res., 1998, vol. 103, N D16, pp. 19777–19790.
90. Srivastava, R.C. A study of the effects of precipitation on cumulus dynamics. - J. Atmos. Sci., 1967, vol. 24, pp. 36-45.
91. Petersen W.A., Rutledge S.A. On the relationship between cloud to ground lightning and convective rain fall. - J. Geophys. Res., 1998, vol. 103, N D12, pp. 14025–14040
92. Petersen W.A., Christian H.J., Rutledge S.A. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. - Geophys. Res. Lett., 2005, vol. 32, N 14, pp.4.
93. Pristley C.H.B. Buoyant motion in a turbulent environment. – Austral. J. Phys., 1953, vol. 6, No. 3.
94. Thompson G., Rasmussen R. M. and Manning K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I. – Phys., Sci., 2004 pp.74-86
95. Thompson R.L., Edwards R., Hart J.A., Elmore K.L. and Markowski P. Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle.- Weath. Forecasting, 2003, vol. 18, pp. 1243-1261.

96. Tzur I. and Levin Z. Ions and precipitation charging in warm and cold clouds as simulated in a one-dimensional time-depended model. - *J. Atmos. Sci.*, 1981, vol. 38, pp. 2444-2461.
97. Webb R., King P. Forecasting thunderstorms and severe thunderstorms using computer models. - NSW Office, Commonwealth Bureau of Meteorology, Sydney, NSW, Australia, 2009, pp. 67-76.
98. Weisman M.L. and Klemp J.B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. - *Mon. Wea. Rev.*, 1982, vol. 110, pp. 504- 520.
99. Wisner C., Orville H. D., Myers C. A numerical model of a hail-bearing cloud. - *J. Atmos. Sci.*, 1972, vol. 29, pp. 1160–1181.
100. Xuishu Q., Runpeng Zh., Tie Yu., Xueke Wu, Wanli Li, Dongxia L. Application of total-lightning data assimilation in a mesoscale convective system based on the WRF model.-*Atm. Res.*, 2014, vol. 145-146, pp.255-266.
101. Ziegler C. L., Peter S. R., MacGorman D.R. Relations of kinematics, microphysics and electrification in an isolated mountain thunderstorm.– *J. Atmos. Sci.*, 1986, vol. 43, pp. 2098–2115.
102. Ziegler C., D. MacGorman, J. D. and Ray P. A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrization of a mountain thunderstorm. – *J. Geophys. Res.*, 1991, vol. 96, N D7, pp. 12833-12855.
103. Zhao, P., Y. Yin, H. Xiao. The effects of aerosol on development of thunderstorm electrification: A numerical study.-*Atmospheric Research*, 2015, vol. 153, pp. 376-391.

104. http://glossary.ametsoc.org/wiki/Hallett-mossop_process.
105. http://wwlln.net/TOGA_network_global_maps.htm
106. <http://www.garant.ru/news/18172/>.
107. <http://www.grozy.ru/>.
108. <http://www.lightnings.ru>.
109. <http://www.milmeteo.org/mrl.php>.
110. http://www.scs.netai.net/1_20_Storm-indicators.htm.
111. <http://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/>.
112. <http://www.sun sentinelmediakit.com/images/file/Sun%20Sentinel%20MediaKit.pdf>
113. https://ru.wikipedia.org/wiki/Европейская_часть_России#/media/File:Russia-Subdivisions.png.