

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

На правах рукописи
УДК 504.38

Коломеец Людмила Ильинична

Исследование взаимосвязи между грозовой
активностью, температурой и составом
атмосферы в глобальном и региональном
масштабах.

Специальность: 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
д. ф.-м. н., профессор
каф. метеорологических прогнозов

С. П. Смышляев

Санкт-Петербург 2022

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.	
ВВЕДЕНИЕ	3
1 Современное состояние исследования взаимосвязей между составом и структурой атмосферы и молниевыми вспышками	14
1.1 Молнии – дополнительные источники окислов азота	17
1.2 Связь молниевых окислов азота с составом атмосферы	21
1.3 Обратные связи между изменениями состава атмосферы, вызванными молниевыми окислами азота, и новым перераспределением молниевой активности.	24
1.4 Глобальная электрическая цепь, ГЭЦ.	28
1.5 Параметризации молниевых вспышек и применение их в глобальных и региональных масштабах.	38
2 Основные методы численного исследования эффектов влияния грозовой активности на состав и структуру атмосферы	46
2.1 Исследование глобальных процессов, связанных с грозовой активностью.	52
2.2 Исследование региональных процессов, связанных с грозовой активностью	56
3 Глобальные эффекты взаимосвязей между грозовой активностью, составом атмосферы и температурой	81
3.1 Результаты моделирования формирования окислов азота молниевого происхождения (LNO_x)	81
3.2 Исследование чувствительности атмосферы к перераспределению продукции молниевых окислов азота	91
3.3 Обратные связи между изменениями состава атмосферы и молниевой активностью	97
4 Региональные эффекты взаимосвязей между грозовой активностью, составом атмосферы и температурой	104
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
Список литературы	127

Исследование взаимосвязи между грозовой активностью, температурой и составом атмосферы в глобальном и региональном масштабах.

ВВЕДЕНИЕ

Электрическое состояние и молниевая активность атмосферы очень сильно влияют на работу радиосвязи, различных радиолокационных станций, в свою очередь выбросы промышленных предприятий и автотранспорта способны изменить электрические свойства атмосферы [1]. Очевидно, что изучение влияния электрического состояния атмосферы на биологическую оболочку Земли, является важной задачей физики атмосферы, сейсмологии, вулканологии [2].

Молниевая продукция является одним из основных источников окислов азота в атмосфере. Окислы азота (NO_x) оказывают значительное влияние на содержание озона (O_3), гидроксильных радикалов (HO_x) и других газов атмосферы. В стратосфере (NO_x) выступают в качестве основных разрушителей озона, а в тропосфере способствуют его образованию в процессе окисления метана и других углеводородов. Таким образом, в связи с тем, что стратосферный озон защищает земную биосферу от жесткой части ультрафиолетового излучения Солнца, а тропосферный озон является токсичным газом, молниевая продукция окислов азота ведет к отрицательным эффектам с экологической точки зрения.

Кроме того, особенностью молниевого источника окислов азота, отличающей его от других основных источников, является его удаленность от подстилающей поверхности, поэтому его влияние в большей степени проявляется в верхней тропосфере и стратосфере. В связи с тем, что окислы азота являются долгоживущими газами, они продолжают влиять на химический состав атмосферы не только непосредственно во время молниевых вспышек, но и еще долгое время после грозовых явлений. Важность гроз с точки зрения их дополнительного вклада в окислы азота заставляет учитывать этот источник при моделировании распределения озона и других химически активных газов. Для корректного описания и учета молниевого источника окислов азота (LNO_x) в

глобальных и региональных моделях задается пространственное распределение молниевых вспышек, средняя продукция NO_x на одну молниевую вспышку, а также вертикальное распределение LNO_x в зависимости от степени развития конвективных процессов.

В свою очередь, меняющееся под воздействием LNO_x содержание радиационно-активных газов атмосферы и, прежде всего, озона влияет на температуру тропосферы и стратосферы, что создает потенциал для изменения устойчивости атмосферы, интенсивности конвективных процессов и, следовательно, частоты формирования грозных облаков, молниевых явлений и скорости образования NO_x . Таким образом, могут формироваться прямые и обратные связи между молниевой активностью, продукцией окислов азота, химическим составом атмосферы, ее температурой и интенсивностью конвективных процессов и формирования грозных облаков. При этом возникающие обратные связи могут быть как положительными, т.е. способствовать увеличению грозных явлений, так и отрицательными, т.е. вести к уменьшению молниевой активности.

Для того, чтобы прогнозировать изменение концентрации озона в верхней тропосфере/нижней стратосфере (далее: зона UTLS), где влияние окислов азота на его содержание меняется с положительного на отрицательное, необходимо корректно учитывать вклад молниевой активности в продукцию NO_x , с учетом обратных связей, возникающих из-за влияния озона на содержание окислов азота, термический режим, циркуляцию и конвективные процессы в атмосфере.

Актуальность проблемы учета обратных связей между молниевой активностью, химическими и климатическими процессами определяется важностью корректного учета влияния молниевых источников окислов азота на глобальные и региональные изменения состава и структуры атмосферы. Такая задача выполнима только при комплексном подходе, при котором учитываются прямые и обратные эффекты влияния грозной активности на состояние атмосферы, с использованием современных методик и параметризаций.

Целью диссертационной работы является выявление взаимосвязей между грозовой активностью, составом и структурой атмосферы в глобальном и региональном масштабах.

Для достижения поставленных целей в диссертационной работе сформулированы и решены следующие задачи:

1. Разработка подходов к исследованию влияния молниевой активности на состав и структуру тропосферы/нижней стратосферы в глобальном и региональном масштабах с учетом возникающих обратных связей.

2. Выбор моделей и их оптимальная настройка и адаптация для прогноза метеорологических и химических полей в атмосфере с учетом влияния изменчивости ее газового состава на температуру тропосферы и стратосферы и генерирование молниевых вспышек.

3. Проведение численных экспериментов, направленных на исследование чувствительности к наличию прямых и обратных связей между молниевой активностью, структурой и составом атмосферы в глобальном и региональном масштабах.

4. Исследование различий прямых и обратных связей между молниевыми вспышками и изменениями состава и структуры атмосферы в глобальном и региональном масштабах.

Предметом исследования являются прямые и обратные связи между молниевым источником окислов азота, газовым составом атмосферы, ее температурой, конвективными процессами и грозowymi явлениями в глобальном и региональном масштабах.

Объектом исследования является верхняя тропосфера и нижняя стратосфера в глобальном и региональном масштабах.

Методы исследования. Гидродинамическое моделирование с использованием глобальной химико-климатической модели общей циркуляции/газового состава атмосферы (ХКМ) и региональной модели гидродинамического прогноза погоды/качества воздуха.

1. Прямые эффекты: оценка влияния молниевых эффектов на химический состав атмосферы и температуру.

2. Обратные эффекты: оценка влияния изменения химии атмосферы и температурных полей, связанных с дополнительными источниками окислов азота молниевое происхождения на конвективные процессы и новое распределение/перераспределение грозовой активности.

Научная новизна. Впервые анализируются эффекты нелинейных прямых и обратных связей между источниками окислов азота молниевое происхождения, газовым составом, температурой и конвективным состоянием атмосферы в региональном и глобальном масштабах. В ходе проведенной работы были получены следующие новые научные результаты:

1. Впервые разработаны подходы к исследованию влияния молниевой активности на состав и структуру тропосферы/нижней стратосферы в глобальном и региональном масштабах с учетом прямых и обратных связей.

2. Впервые оценено влияние молниевой активности на структуру, состав и конвективные процессы в тропосфере/нижней стратосфере.

3. Получены новые оценки влияния молниевых эффектов на изменение полей температуры в тропосфере/нижней стратосфере в глобальном и региональном масштабах.

4. Впервые продемонстрирована чувствительность конвективной неустойчивости атмосферы к источникам окислов азота молниевое происхождения.

5. Впервые продемонстрирован в глобальном масштабе эффект влияния нелинейных обратных связей на конвективные процессы.

Основные положения и результаты, выносимые на защиту:

1. Алгоритм исследования чувствительности состава тропосферы/нижней стратосферы к источникам окислов азота молниевое происхождения в глобальном и региональном масштабах.

2. Оценки влияния молниевых эффектов на изменение полей температуры и химического состава атмосферы в тропосфере/нижней стратосфере в глобальном и региональном масштабах.

3. Оценки чувствительности конвективной неустойчивости атмосферы к дополнительным источникам окислов азота молниевое происхождения в глобальном и региональном масштабах.

4. Наличие и значимость обратных эффектов между атмосферным электричеством, продукцией озона и термическим режимом атмосферы.

Обоснованность и достоверность результатов. Обоснованность и достоверность результатов работы подтверждается строгой постановкой задачи, а также современностью и большим объемом используемых данных метеорологических полей давления, температуры, состава атмосферы. Кроме того, полученные результаты не противоречивы существующим представлениям о глобальной электрической цепи и климатологической изменчивости процессов, происходящих в атмосфере.

Личный вклад автора. Все выносимые на защиту положения основаны на самостоятельно полученных результатах. Личный вклад автора заключается в постановке целей и формулировке задач исследований, обосновании выбора теоретических и расчетных методов решения поставленных задач, анализе полученных данных и их интерпретации. Кроме того, автор подготовил материалы выступлений и публикаций, сформулировал выводы и заключения по работе.

Апробация работы. Работа выполнялась на метеорологическом факультете РГГМУ с 2012 гг. по 2016 гг. Тема диссертации включена в план работы кафедры метеорологических прогнозов РГГМУ.

Основные результаты исследований, изложенные в диссертации, докладывались и обсуждались: на сессиях Ученого Совета и межкафедральных семинарах Российского государственного гидрометеорологического университета; на 3-ей Всероссийской конференции «Глобальная электрическая цепь» (Борок, 2017) на Международном симпозиуме «Атмосферная радиация и динамика» (Санкт-Петербург, 2017); на XXIII Всероссийской школе-конференции молодых ученых. (Борок, 2017); на 2-ой Всероссийской конференции «Глобальная электрическая цепь» (Борок, 2015); на 2-ой международной научной конференции с элементами научной школы «Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата» (Ставрополь, 2015); на Международном симпозиуме «Атмосферная радиация и динамика» (Санкт-Петербург, 2015); на XVIII Всероссийская школа-конференция молодых ученых. – Борок, 2014; на XV International conference on Atmospheric Electricity.– Norman, USA, 2014.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы. Во введении обоснована актуальность исследования окислов азота молниевое происхождения, сформулированы цели и задачи работы, теоретическая новизна и практическая значимость, приведены выносимые на защиту положения и результаты, а также изложена структура диссертации.

В первой главе раскрыта актуальность исследования, дан обзор существующих представлений об атмосферном электричестве и его влияния на состав и конвективное состояние атмосферы, раскрыто общее состояние исследуемого вопроса и имеющиеся на данный момент результаты. Во второй главе описана методология исследования прямых и обратных связей отдельно для глобальных эффектов и для региональных, в третьей представлены результаты

влияния прямых и обратных связей на состояние атмосферы в глобальном масштабе, а в четвертой приведены результаты исследования региональных эффектов взаимосвязей между молниевой активностью, составом и температурой атмосферы. В заключении сформулированы основные выводы по проделанной работе. Объем работы составляет 139 страниц, в том числе 45 рисунков и 4 таблицы. Список цитируемой литературы содержит 138 наименований.

Теоретическая и практическая значимость.

1. Работа может служить методологической базой для проведения исследования влияния эффектов молниевых происхождений на состав атмосферы в любом районе земного шара.
2. Полученные результаты могут быть использованы для уточнения сверхкраткосрочных прогнозов конвективного состояния атмосферы.
3. Результаты могут использоваться для диагностики тенденций региональных и глобальных изменений конвективного состояния атмосферы, для принятия управленческих решений в различных областях административной деятельности.

Основные публикации по теме публикации. По теме диссертации опубликовано 4 научные работы, в том числе 2 публикации в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации.

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК для публикации основных результатов диссертационных исследований:

1. Коломеец Л.И., Смышляев С.П. Модельное исследование обратных связей между грозовой активностью и составом атмосферы // Ученые записки РГГМУ. 2014. Вып.37. С.177-190.

2. Коломеец Л.И., Смышляев С.П. Прямые и обратные эффекты между грозовой активностью, температурой и составом атмосферы в региональном масштабе: чувствительные тесты с WRF-Chem // Труды главной Геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. 2017. Вып. 585. С. 187-211.

3. С. Ю. Гаврилова, Т. А. Иванова, Л. В. Луцько, А. Е. Ерохина, А. Н. Махоткин, Л. И. Коломеец, А. Ф. Садыкова. О состоянии и функционировании автоматизированных метеорологической и актинометрической сетей в 2017 году // Труды главной Геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. 2018. Вып. 588 С. 86-109.

4. L.Kolomeets and S.P. Smyshlyaev Feedbacks between lightning activity, temperature and composition of the atmosphere /IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering 698 (2019) 044049 doi:10.1088/1757-899X/698/4/044049

5. L.Kolomeets,S.P. Smyshlyaev Regional and global lightning activity effect on the composition and properties of the upper troposphere/lower stratosphere/Proceedings Volume 11916, 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics; 1191671 (2021) <https://doi.org/10.1117/12.2604068> Event: 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics, 2021, Moscow, Russian Federation

Публикации в других изданиях:

6.Л.И.Коломеец, Д.С. Старых, А.Б.Степанова. Опыт использования радиолокационных данных при исследовании микроклиматических условий Валаамского архипелага / ВСЕРОССИЙСКАЯ ОТКРЫТАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ФИЗИКЕ ОБЛАКОВ И АКТИВНЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ НА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ (г.Нальчик,8-10 сентября 2021г)

7.L.I. Kolomeets, A.Y. Elizarova Temporal variability of the characteristics of the heat balance of the Astrakhan region / L.I. Kolomeets, A.Y. Elizarova // INTERNATIONAL SYMPOSIUM «ATMOSPHERIC RADIATION and DYNAMICS» (ISARD – 2019) – Saint-Petersburg, 2019. – P.235

8. Коломеец Л.И. Моделирование прямых и обратных эффектов между грозовой активностью, температурой и составом атмосферы в региональном масштабе. / Л.И.Коломеец, С.П.Смышляев // Третья Всероссийская конференция «Глобальная электрическая цепь» – Борок, 2017. – С. 84.

9.Коломеец Л.И. Модельное исследование обратных связей между грозовой активностью и составом атмосферы / Л.И.Коломеец, С.П.Смышляев // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика». – Санкт-Петербург, 2017. – С.248 – 250.

10. Коломеец Л.И. Модельное исследование взаимосвязей между грозовой активностью и составом атмосферы/ Л.И.Коломеец, С.П.Смышляев // XXIII Всероссийская школа-конференция молодых ученых. – Борок, 2017. – С.72 – 73.

11.Коломеец Л.И., Смышляев С.П. Моделирование эффектов молниевой продукции окислов азота с помощью химико-климатической модели высокого разрешения // The way of science, 1(11), Волгоград, 165 – 175, 2015.

12. Kolomeets,L., Smyshlyayev, S., Sukhodulov, T.: Evaluating of the feedbacks between lightning activity and atmospheric composition changes for mesoscale numerical model simulations, the way of Science, 8, Volgograd, 215 – 221, 2014.

13.Коломеец Л.И. Моделирование обратных связей между грозовой активностью, составом атмосферы и изменением погоды и климата. / Л.И.Коломеец, С.П.Смышляев // Вторая Всероссийская конференция «Глобальная электрическая цепь» – Борок, 2015. – С. 80.

14. Коломеец Л.И. Моделирование обратных связей между грозовой активностью, составом атмосферы и региональным климатом / Л.И.Коломеец,

С.П.Смышляев //Вторая международная научная конференция с элементами научной школы «Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата». – Ставрополь, 2015. – С. 167 – 170.

15. Коломеец Л.И. Модельное исследование обратных связей между грозовой активностью и составом атмосферы / Л.И.Коломеец, С.П.Смышляев // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика». – Санкт-Петербург, 2015. – С.305 – 306.

16. Коломеец Л.И. Модельное исследование взаимосвязей между грозовой активностью и составом атмосферы/ Л.И.Коломеец, С.П.Смышляев, Т.Суходулов // Международная школа-конференция молодых ученых. – Москва – Кисловодск, 2014. – С.250 – 250.

17. Коломеец Л.И. Модельное исследование взаимосвязей между грозовой активностью и составом атмосферы/ Л.И.Коломеец, С.П.Смышляев, Т.Суходулов // XVIII Всероссийская школа-конференция молодых ученых. – Борок, 2014. – С.56 – 57.

18.Kolomeets L.I. A model study of the feedbacks between lightning activity and atmospheric temperature and composition changes / L.I. Kolomeets, S.P.Smyshlyayev // XV International conference on Atmospheric Electricity.– Norman, USA, 2014.

19.Kolomeets L.I. Simulation of urban emissions impact on air quality in Saint-Petersburg / L.I. Kolomeets, S.P.Smyshlyayev // XVI Conference Global Emissions Initiative. – Boulder, USA, 2014.

20.Коломеец Л.И. Моделирование электрической структуры тропосферы в условиях хорошей погоды / Л.И.Коломеец, Л.В.Кашлева // XVII Всероссийская школа-конференция молодых ученых. – Нижний Новгород, 2013.– С.40.

21.Коломеец Л.И. Сезонная и суточная изменчивость атмосферно-электрических параметров в зависимости от особенностей подстилающей поверхности /

Л.И.Коломеец, Л.В.Кашлева // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. – Санкт-Петербург, 2012. – С. 131.

22. Коломеец Л.И. Суточное и годовое изменение параметров атмосферного электричества в зависимости от широты и долготы / Л.И.Коломеец, В.В.Черевань, А.К.Монзикова, Л.В.Кашлева // XV Всероссийская школа – конференция молодых ученых. – Борок, 2011. – С.80.

1 Современное состояние исследования взаимосвязей между составом и структурой атмосферы и молниевыми вспышками

Грозовая активность, характеризуемая частотой повторяемости гроз и количеством образовавшихся молниевых разрядов, является одной из характеристик атмосферных процессов, представляющих особую важность для жизни и деятельности человека: удары молнии бывают причиной пожаров и разрушений построек, повреждений линий электропередач, а также гибели людей, встреча с грозой опасна для самолета. Молниевые разряды являются одним из основных источников лесных пожаров. По данным Всемирной метеорологической организации, материальный ущерб, причиняемый молниями только за один год по всему земному шару, составляет более 100 млн долларов [1]. В ряде исследований отмечается, что ожидается увеличение количества молниевых вспышек на 4–60% на каждый градус потепления [3].

Помимо чисто метеорологических эффектов молниевой активности, она также существенно влияет на газовый состав и температуру атмосферы:

- Грозовые явления, несмотря на их локальный масштаб, вносят возмущения в структуру и состав атмосферы как на локальном, так и на региональном уровнях, и, также, проявляют себя в глобальном масштабе. Это связано с тем, что они, являясь одним из основных источников окислов азота в атмосфере (долгоживущее семейство атмосферных газов), способствуют химическому и температурному колебанию полей атмосферы как непосредственно в момент самой грозовой вспышки, так задолго до и после прохождения грозы. С учетом атмосферной циркуляции и турбулентного перемешивания, получается, что локальные явления в итоге влияют на атмосферу различными масштабами взаимодействия: как на местном уровне, так и на уровне тропосферы/стратосферы в целом.

- Взаимодействие между грозowymi явлениями и климатом заключается как в прямых эффектах (т.е. грозовые вспышки влияют на содержание радиационных газов и температуру атмосферы), так и в обратных (колебания термического поля атмосферы приводят к изменению конвективных движений атмосферы, что способствует развитию потенциала возникновения и перераспределения новых грозовых явлений) эффектами, при чем как на региональном уровне, так и в глобальном масштабе. Разные масштабы взаимодействия проявляются и протекают по-разному, а соответственно и подходы к их изучению и анализу должны быть методически разные;

- Эффекты взаимодействия между составом и структурой атмосферы и ее электрическим состоянием проявляются на различных участках глобальной электрической цепи, а значит, являются ее важной составляющей, влияющей как на зоны с повышенной напряженностью поля, так и на зоны обратных токов проводимости атмосферы.

В работе [4] представлены все токи проводимости более чем 1000 самолетных высотных полетов в электризованных облаках, проводимых в течении 17 лет (с 1993 по 2010 гг). Самолетные измерения дают широкий географический обзор гроз над сушей и над океаном, протекающих с/без молниевыми вспышками и с положительно-направленными токами (т.е. направленными от поверхности к атмосфере) и отрицательными. Пики электрического поля, вместе с молниевыми разрядами, находятся в диапазоне от -1,0 кВ/м до 16 кВ/м, при среднем значении электрического поля около 0,9 кВ/м (0,29 кВ/м – медиана). Общая проводимость атмосферы, полученная при измерении с высотных полетов, находится в диапазоне от 0,6 пС/м до 3,6 пС/м со средним значением и медианой 2,2 пС/м.

Пик плотности тока колебался от $-2,0 \text{ нА/м}^2$ до $33,0 \text{ нА/м}^2$ со средним значением $1,9 \text{ нА/м}^2$ и медианой $0,6 \text{ нА/м}^2$. Общй вертикальный ток от гроз составляет от -1,3 до 9,4 А. Средний ток с молниями над океаном равен 1,7 А, а над сушей 1,0. Средний ток грозовых облаков (т.е при грозах без молниевых

разрядов) составляет 0.41 А над океанами и 0.13 над сушей. В 78 % случаях над сушей грозы сопровождались молниями, над океаном-в 48% случаях. Вспышки над сушей происходят в 2,8 раза чаще, чем над океаном (2,2 вспышки и 0,8 в минуту, соответственно). Среднее значение и медиана полярных гроз составляет 1,0 и 0,35 А. Авторы данного натурного исследования не выявили региональных или широтных зависимостей в распределении грозových токов, также не были найдены обобщенные и упрощенные эмпирические зависимости, связывающие толщину облака и момент наступления вспышки молнии [4]. Выбранные области для исследования включают в себя Юго-восточную часть Соединенных Штатов, Западную часть Атлантического океана, Мексиканский залив, Центральную часть Америки (и смежные океаны), Центральную часть Бразилии и Южную часть Тихого океана.

Самолетные исследования подобного рода позволяют более детально описывать физику и климатологию молниевых вспышек, а следовательно, учитывать особенности их распределения для описания глобальных и региональных эффектов атмосферного электричества и создания современных физически обоснованных параметризаций для моделирования состояния атмосферы в условиях глубокой конвекции.

В рамках задач настоящего исследования молниевые вспышки рассматривались с точки зрения их влияния и взаимодействия на погоду и климат, поскольку молниевый источник окислов азота входит в пятерку основных источников окислов азота в атмосфере, при этом является самым мало изученным в силу сложных физических процессов, протекающих при молниевых разрядах.

1.1 Молнии – дополнительные источники окислов азота

Сильно развитое конвективное состояние атмосферы приводит к различным неблагоприятным и опасным явлениям погоды, таким как грозы, град, ливневые дожди и т.д. К особо опасным явлениям относятся грозы с электрическими разрядами, т.к. они несут непосредственную опасность для жизни и деятельности человека, нарушают инфраструктуру, наносит ущерб авиации и т.д. Молниевые вспышки – уникальные атмосферные явления, изучение которых является очень востребованным как с точки прикладных задач, так и с точки зрения научных геофизических исследований.

В молниевом канале, разогретом до температуры около 30 000 К, молекулы кислорода и азота, являющиеся основными и относительно химически инертными в атмосфере газами с энергией диссоциации 0.50 MJ/mol и 0.94 MJ/mol, соответственно, могут распадаться с образованием атомарных кислорода и азота [2, 5]. В отличие от молекул кислорода и азота, имеющих устойчивые внутримолекулярные связи, их атомы являются химически реактивными и могут образовывать в атмосфере смешанные молекулы окислов азота NO и NO₂, озона, закиси азота, взаимодействовать с водородными газами с формированием гидроксильных радикалов OH и HO₂, перекиси водорода и паров азотной кислоты [2]. При дальнейшем быстром охлаждении молниевых каналов время термической релаксации образовавшихся смешанных молекул быстро растет [6, 7], в результате чего значительная часть этих молекул сохраняется в атмосфере после молниевых вспышек, что позволяет говорить о существовании так называемого молниевых источников химически активных газов атмосферы [2]. Для большинства газов молниевый источник является лишь малой добавкой на фоне других физических и химических процессов их образования [2]. В таблице 1.1 приведены оценки глобальной годовой продукции некоторых атмосферных газов в результате молниевых эффектов. Разброс оценок разных авторов достаточно

большой, однако в среднем для озона молниевая продукция составляет около 2 % от общего годового источника, для окиси углерода – 0.01%, для закиси азота – 0.002%. Следует, однако заметить, что при относительно незначительном глобальном эффекте местные эффекты образования некоторых газов в результате грозовой активности могут оказаться довольно существенными. Так, хорошо известен факт ощущения запаха озона после молниевых разрядов, что является признаком увеличения концентрации приземного озона после грозовых явлений.

Таблица 1.1 – Глобальная годовая молниевая продукция некоторых атмосферных газов (по данным [2])

Species	Value reported in the reference	Global emission rate, $Tg a^{-1}$ (2)	Reference	Method
N_2O	8×10^{24} molecules per flash	0.8	Griffing (1977)	Theory
	$1 \times 10^{-4} mol C^{-1}$	1.5×10^{-6}	Donohoe et al. (1977)	Laboratory
	4×10^{12} molecules J^{-1} , $300 \times 10^{-6} Tg a^{-1}$	130×10^{-6}	Levine et al. (1979)	Laboratory
	1.5×10^{13} molecules J^{-1}	500×10^{-6}	Hill et al. (1984)	Theory
	$220 \times 10^{-6} Tg a^{-1(1)}$	100×10^{-6}	Bhetanabhotla et al. (1985)	Theory
	$(3-13) \times 10^{12}$ molecules J^{-1}	$(100-400) \times 10^{-6}$	Chameides (1986)	Theory
	$(1 \pm 0.5) \times 10^{17}$ molecules J^{-1} in corona discharge		Hill et al. (1988)	Laboratory
HNO_2	$2.5 \times 10^{-3} Tg a^{-1(1)}$	11×10^{-3}	Bhetanabhotla et al. (1985)	Theory
H_2O_2	$320 \times 10^{-6} Tg a^{-1(1)}$	140×10^{-6}	Bhetanabhotla et al. (1985)	Theory
HO_2	$320 \times 10^{-6} Tg a^{-1(1)}$	140×10^{-6}	Bhetanabhotla et al. (1985)	Theory
CO	1×10^{14} molecules J^{-1}	0.04	Levine et al. (1979)	Laboratory
	$(1-50) \times 10^{13}$ molecules J^{-1} ,	0.004-0.2	Chameides (1979b, 1986)	Laboratory
O_3	1.2×10^{22} molecules C^{-1}	0.03	Poetzold and Regener (1957)	Cold discharge estimate
	2×10^{17} molecules J^{-1} (0.03 per eV)	150	Kroening and Ney (1962); Buetner et al. (1962)	Laboratory
	3×10^{26} molecules flash $^{-1}$	33	Griffing (1977); Peyrons and Lapeyre (1982)	Theory
	$6 \times 10^{-7} g J^{-1}$ from cold point discharges	6	Peyrons and Lapeyre (1982)	Laboratory
	$1.2 Mg a^{-1(1)}$	0.0005	Bhetanabhotla et al. (1985)	Theory
	$(4 \pm 2) \times 10^{17}$ molecules J^{-1} in corona discharges	300 ± 150	Hill et al. (1988)	Laboratory
	$(5-7) \times 10^{16}$ molecules J^{-1} in negative streamers	40	Cooray and Rahman (2005)	Laboratory

Для окислов азота и, прежде всего, окиси NO молниевый источник играет более существенную роль [8-10]. Связано это с тем, что, во-первых, окислы азота имеют большее время релаксации после образования в молниевом канале по сравнению с большинством других газов, в результате чего их основная грозовая продукция в атмосфере происходит более интенсивно в результате реакций в «горячем молниевом канале», тогда как для большинства других газов существенным является только их формирование при «холодных разрядах» и в холодной короне «горячих разрядов» [11,12]. Во-вторых, в количественном

соотношении молниевая продукция окислов азота может составлять более 10% от общей глобальной продукции, как показано в таблице 1.2. При этом естественная неопределенность величины грозового источника окислов азота является максимальной и в отдельных ситуациях молниевая продукция окислов азота может стать основным их источником в глобальном масштабе.

Таблица 1.2 – Основные источники окислов азота в атмосфере
(по данным [11]).

№	Источник	Глобальная скорость продукции ТгN/год	Неопределенность оценок ТгN/год	Расположение источников
1	Сжигание топлива	22	13-31	Густозаселенные районы
2	Сжигание биомассы	7.9	3-15	Тропические континентальные районы
3	Процессы в почве	7.0	4-12	Неполярные районы
4	Грозы	5.0	1-100	Верхняя тропосфера
5	Окисление закиси азота N ₂ O	0.64	0.4-1	Стратосфера
6	Окисление аммиака	0.9	0.6	Тропики
7	Самолетные выбросы	0.56	-	Верхняя тропосфера

Наконец, в-третьих, молниевая продукция является основным непереходным источником окислов азота. Как видно из рисунка 1.3, в верхней тропосфере и нижней стратосфере образование окислов азота в результате молниевых вспышек является преобладающим источником, особенно существенным в тропических широтах, а в южном полушарии грозовая продукция окислов азота является основным источником по всей тропосфере и нижней стратосфере.

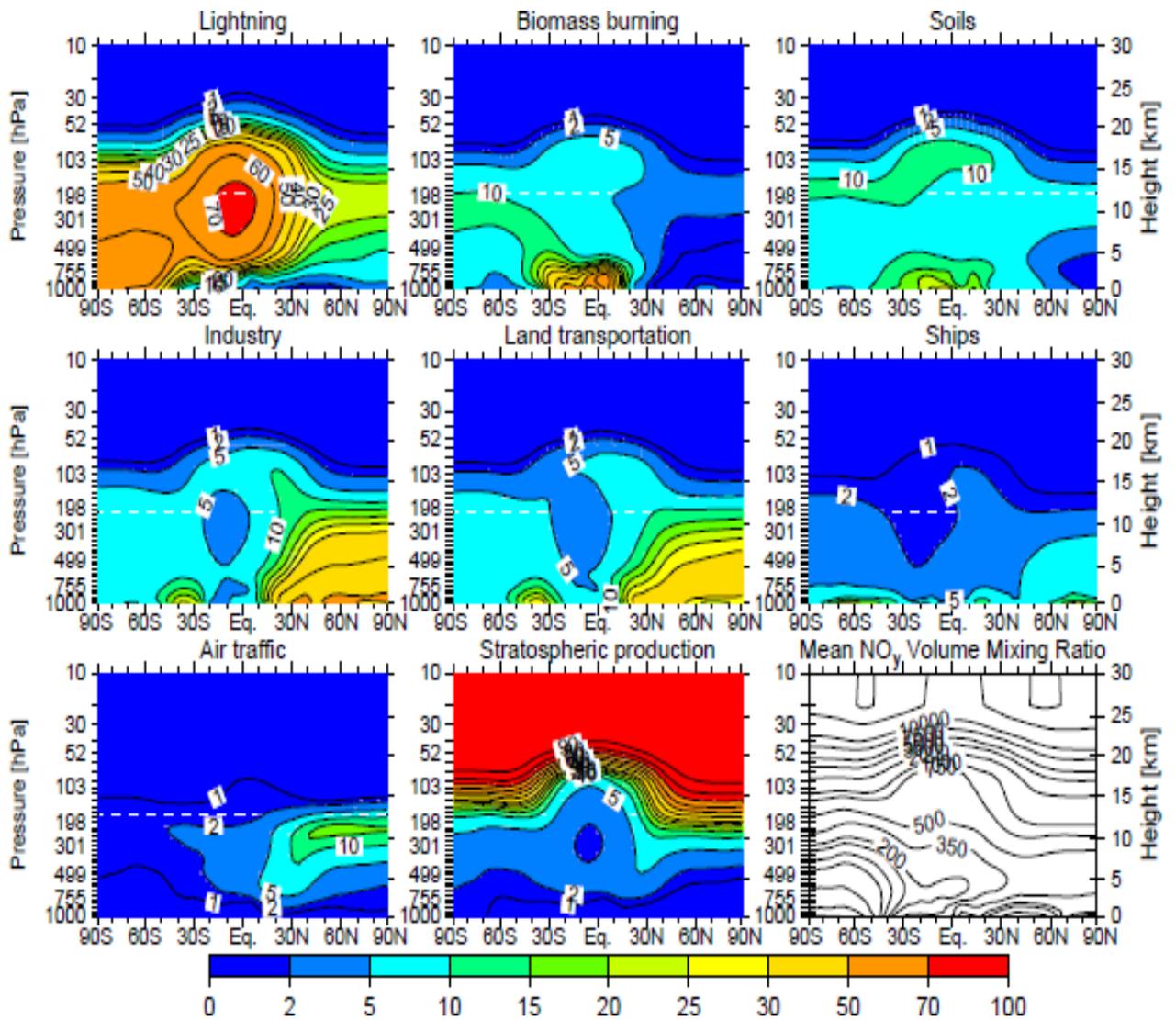


Рисунок 1.3 – Высотно-широтное процентное соотношение различных источников окислов азота в атмосфере (по данным [12]).

Из таблицы 1.2 видно, что молниевый источник окислов азота входит в пятерку основных источников окислов азота, при этом на этот вид источника

приходится наибольшая неопределенность оценок вклада в общее глобальное содержание окислов азота. Такая большая неопределенность оценок вклада молниевых источников в содержание окислов азота в атмосфере создает огромный потенциал для исследования более детально этого вида источника на погоду и климат. Важно также отметить, что из основных источников окислов азота в атмосфере именно грозовые явления являются непервичными источниками, что тоже является принципиальным моментом при рассмотрении особенностей химического и термического изменения атмосферы на уровне верхней тропосферы/нижней стратосферы.

1.2 Связь молниевых окислов азота с составом атмосферы

Окислы азота являются одними из основных химически активных газов атмосферы, прямо или косвенно влияя на химический состав нижней и средней атмосферы [5, 8-10]. Одним из основных направлений влияния молниевых окислов азота на состав атмосферы является их воздействие на содержание озона. При этом окислы азота могут действовать на озон разнонаправленно: они способствуют образованию озона в присутствии окислов азота при окислении углеводородов и угарного газа, что преобладает в тропосфере, и разрушению озона в азотных каталитических циклах, что доминирует в стратосфере [5, 8-10].

Озон, в свою очередь, является сильным окислителем и радиационно-активным газом: в стратосфере он поглощает жесткое ультрафиолетовое излучение Солнца, губительное для живых организмов, и определяет нагрев атмосферы, а в тропосфере за счет поглощения длинноволнового излучения Земли вносит свой вклад в парниковый эффект. Кроме того, озон является еще более токсичным соединением, чем окислы азота, в Российской Федерации он отнесён к первому, самому высокому, классу опасности вредных веществ. Таким образом, не прямое влияние молниевых эффектов на содержание озона через увеличение концентрации окислов азота может оказаться более существенным,

чем непосредственное образование озона в молниевых каналах, причем как в тропосфере, так и в стратосфере, влияя на радиационный баланс, состав атмосферы и качество воздуха.

Кроме того, молниевые эффекты происходят в зонах с развитой мощной конвекцией, что может привести к вертикальному перераспределению образующихся в результате грозовых явлений атмосферных газов. В результате этого, образующиеся в приземном слое окислы азота могут переноситься за счет восходящих потоков воздуха в облаке в верхнюю тропосферу [9]. Время жизни окислов азота в верхней тропосфере существенно больше, чем в приземном слое и, соответственно, возрастает потенциал изменения газового состава и радиационного баланса тропосферы, также как и вероятность проникновения окислов азота в стратосферу. Более того, грозовая активность наиболее развита в регионах, менее подверженных влиянию других источников, и по некоторым оценкам молниевые окислы азота могут вносить вклад порядка 40% в образование озона в тропической свободной атмосфере [10]. Также большой интерес к этому источнику вызван тем, что молниевая продукция NO_x имеет наибольшую неопределенность, связанную с разнообразием условий образования окислов азота в молниевых каналах. В широких пределах варьируются как оценки продукции отдельных молний, так и среднегодовые значения [5].

Исследования по оценке влияния неопределенностей, связанных с величиной годовой продукции, на состав и температуру атмосферы показали, что в рамках реально возможных величин выбросов концентрация окислов азота в верхней тропосфере и нижней стратосфере (ВТ-НС) может меняться в два-три раза, и, соответственно, в несколько раз могут меняться концентрации других важнейших газов, таких как озон и гидроксильные радикалы [5]. Изменение содержания гидроксильных радикалов, являющихся основными окислителями нижней атмосферы, в результате молниевой активности, возникающее из-за их химической связи с озоном и окислами азота, может повлиять на самоочищающую, окислительную способность тропосферы и содержание радиационно-активных газов, таких как метан и водяной пар.

Экспериментальные исследования подтвердили влияние молниевых эффектов на химический состав атмосферы. Приведенные на рисунке 1.4 результаты одновременного мониторинга количества молниевых вспышек и содержания окислов азота над Австралией демонстрируют хорошее соответствие между их фазами увеличения и уменьшения.

В весенне-летний период (октябрь-январь) большое количество грозовых явлений сопровождается увеличенным содержанием окислов азота, тогда как в осенне-зимний период (апрель-июль) при незначительном количестве молниевых вспышек и содержание окислов азота значительно меньше весенне-летнего периода. С другой стороны, статистический анализ количества гроз и содержания окислов азота над Индией, как показано на рисунке 1.5, также подтверждает взаимосвязь между молниевыми эффектами и содержанием окислов азота. Анализ результатов измерений за пять лет с 2004 по 2009 год над Калькуттой показал, что в дни с грозовой активностью содержание двуокси азота в тропосфере увеличивается в два раза.

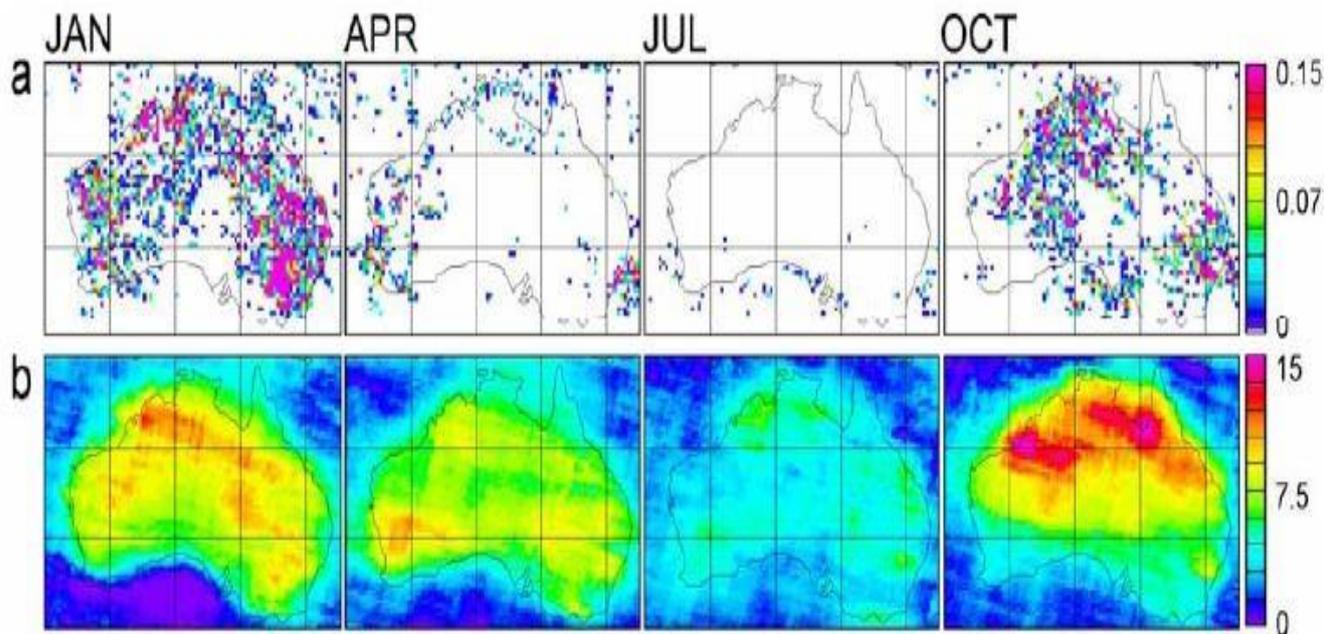


Рис. 1.4 – Результаты измерений количества молниевых вспышек по данным LIS (верхняя линейка) и общего содержания окислов азота по данным GOME (нижняя линейка) над Австралией в 1999 г. (по данным [13]).

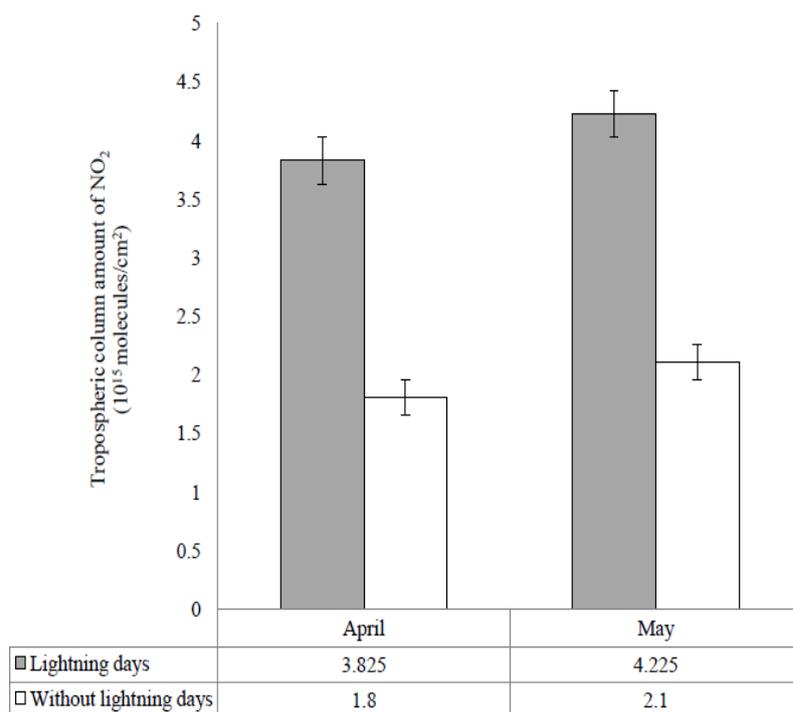


Рис. 1.5 – Содержание двуокиси азота в тропосфере Калькутты по результатам измерений в 2004-2009 годах (по данным [14]).

Продемонстрированная связь между содержанием окислов азота и грозовыми явлениями создает потенциал для исследования различных по своей направленности эффектов взаимодействия между структурой/составом атмосферы и ее электрическим состоянием, при чем на разных пространственных масштабах.

1.3 Обратные связи между изменениями состава атмосферы, вызванными молниевыми окислами азота, и новым перераспределением молниевой активности.

Меняющееся в результате молниевых вспышек содержание радиационно-активных газов в атмосфере может привести к изменению нагрева и охлаждения в атмосфере за счет поглощения солнечной радиации и переизлучения уходящей длинноволновой радиации [10,15]. Таким образом, изменение содержания озона, метана и водяного пара, главным образом в результате химических реакций с

участием окислов азота грозового происхождения может привести к изменению радиационного баланса в атмосфере, что, в свою очередь, ведет к возмущению общей циркуляции атмосферы. Изменения режима циркуляции атмосферы создают потенциал для нарушения баланса в распределении атмосферных газовых примесей, подверженных атмосферному переносу, а также к изменениям потоков тепла в атмосфере. В результате изменений концентрации окислов азота, озона и других газовых примесей в тропосфере и стратосфере, в свою очередь, могут измениться нагрев и циркуляционный режим.

Изменения концентраций радиационно-активных газов, нагрева и циркуляционных условий могут привести к изменениям температуры атмосферы, которая, в свою очередь, существенно влияет и на скорости химических реакций, на радиационный баланс атмосферы, на ее общую и локальную циркуляцию [15]. Таким образом, изменения скорости молниевой продукции окислов азота в атмосфере не только оказывают влияние на изменение химического состава атмосферы, но и оказывают косвенное влияние на изменения климата и создают потенциал для возникновения обратных связей между физическими и химическими процессами в атмосфере, влияющими на ее состав и структуру.

Проведенное модельное исследование [15] показало, что изменения температуры за счет изменения концентраций радиационно-активных газов в результате естественной неопределенности глобальной скорости молниевой продукции окислов азота составляют несколько десятых градуса в среднем за период в несколько десятилетий (рисунок 1.6). Можно выделить, во-первых, устойчивое уменьшение температуры в верхней стратосфере со скоростью около 0.015 градуса при изменении глобальной молниевой продукции окислов азота на 1 ТгN/год, которое определяет и глобальную тенденцию уменьшения температуры, во-вторых, возрастание температуры нижней стратосферы в пределах наиболее вероятной глобальной продукции окислов азота при грозовых явлениях (0-20 ТгN/год) до максимума порядка 0.3 градуса, с последующим ее уменьшением при экстремально больших, но теоретически возможных значениях

молниевой продукции (30-60 ТгN/год), и, в-третьих, незначительное и слабо меняющееся при возрастании грозовой продукции окислов азота увеличение температуры тропосферы - как нижней, так и верхней. При этом следует отметить, что статистические оценки результатов расчетов показали низкую значимость тропосферных изменений температуры.

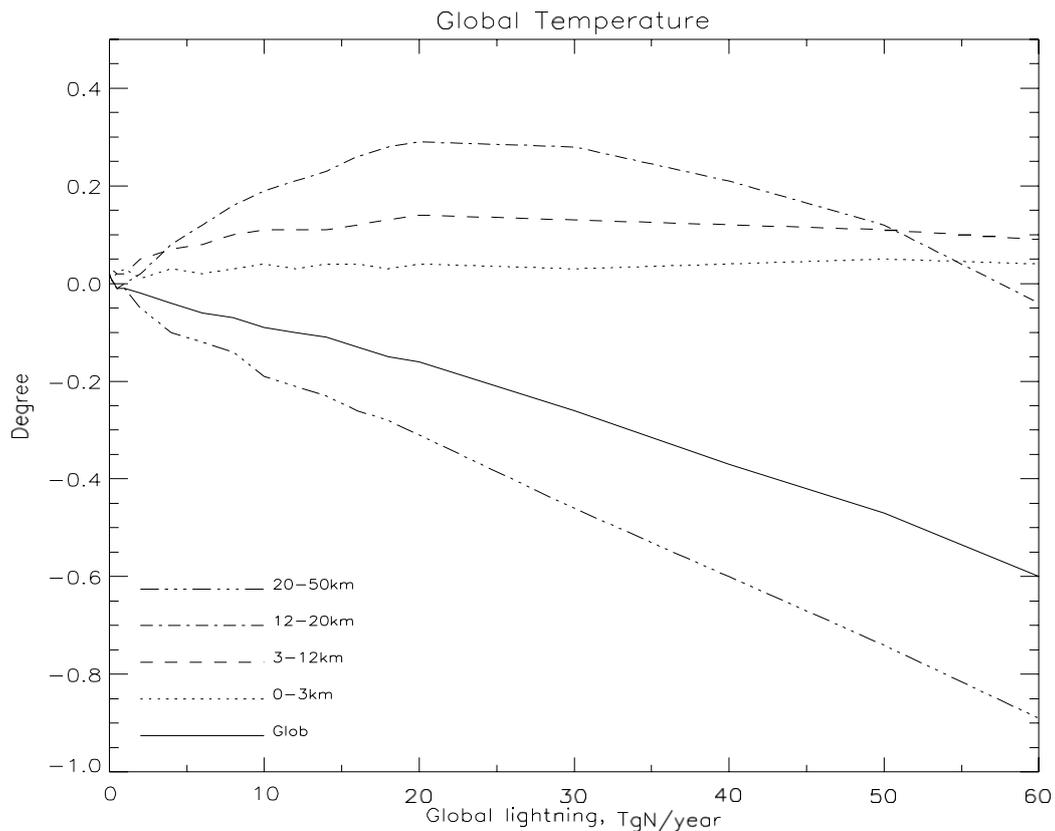


Рис.1.6 — Изменение температуры атмосферы (градусы) глобально и для разных высотных диапазонов при изменении глобальной молниевой продукции окислов азота.

Наблюдаемое изменение климата влечет за собой изменение температурного режима, циркуляции и газового состава атмосферы, что приводит к изменению устойчивости атмосферы. Причем могут измениться как крупномасштабные факторы, так мелкомасштабные. Молниевые разряды в грозовых облаках являются индикатором уровня интенсивности атмосферной конвекции, которая происходит при условиях неустойчивости атмосферы, возникающих при нагреве пограничного слоя или при взаимодействии воздушных масс с различными свойствами. Следовательно, при изменении

температуры могут измениться условия формирования грозовых облаков, их мощность и количество, и, соответственно, распределение молниевых вспышек вокруг земного шара и влияние, оказываемое ими на газовый состав и температуру атмосферы. Изменение температуры за счет изменения грозовой активности будет приводить к дополнительному изменению условий их образования, и, таким образом, может формироваться обратная связь между молниевой активностью, газовым составом и температурным режимом атмосферы [12].

Важная роль молниевого источника окислов азота в атмосфере и их влияние на химические процессы, определяющие атмосферный состав привели к тому, что практически все модели химического состава атмосферы учитывают этот вид продукции окислов азота, а химико-климатические модели позволяют изучать и влияние молниевых эффектов на изменения температуры и климат [15,16]. В связи с отмечаемыми изменениями климата и увеличением частоты наступления опасных явлений погоды в настоящий момент особенно актуальной становится проблема оценки влияния изменчивости климата и химического состава атмосферы на частоту молниевых вспышек (и связанные с этим опасные явления погоды с учетом возникающих обратных связей между физическими и химическими процессами в атмосфере) (рис.1.7). Для решения этой задачи становится уже недостаточным использование климатических данных, как это делалось до сих пор [17]. Для оценки влияния грозовых явлений на состав и структуру атмосферы, необходимо создавать и использовать в климатических и химико-климатических моделях физические параметризации образования молниевых вспышек в зависимости от климатических и метеорологических условий.

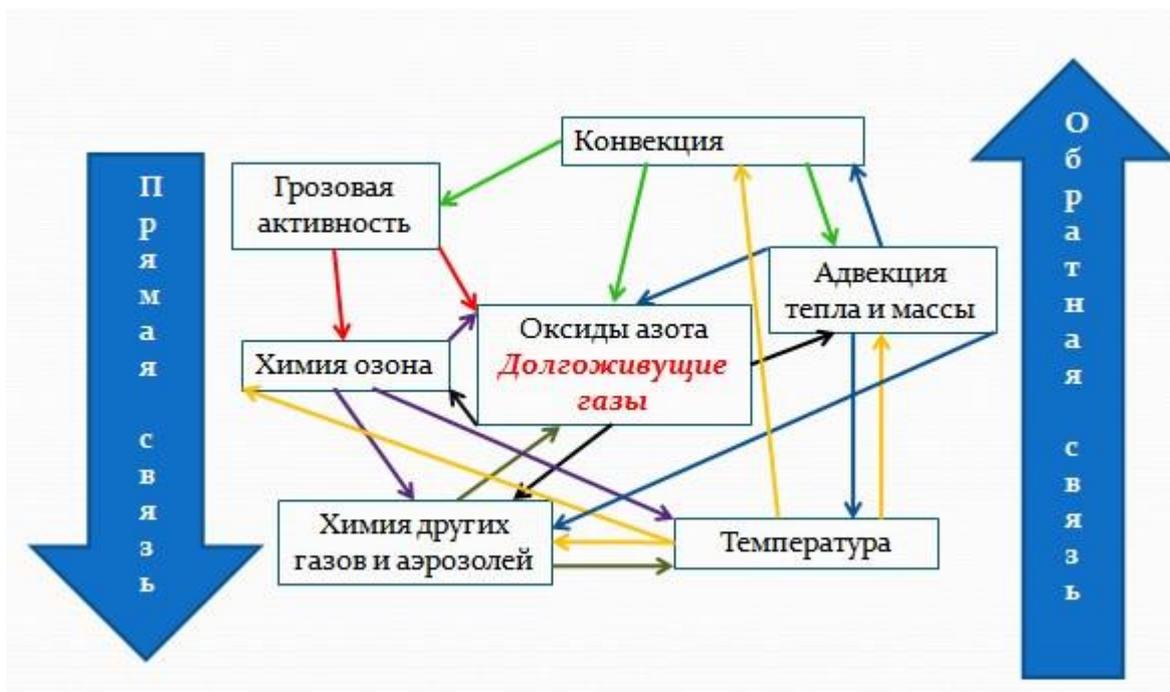


Рис.1.7 – Система прямых и обратных связей между грозовой активностью, составом и температурой атмосферы

Особое значение в системе прямых и обратных эффектов между молниевыми вспышками и химическим и термическим состоянием атмосферы стоит уделять конвекции. Так как конвективные движения в атмосфере являются результатом динамического и термического факторов турбулентности, любые изменения в конвективном состоянии атмосферы приводят к изменению в распределении грозовых облаков, в образовании зон повышенной напряженности электрического поля атмосферы, вероятности образования опасных гидрометеорологических явлений и т.д. Все это непосредственно влияет на замкнутую глобальную электрическую цепь системы земля-атмосфера.

1.4 Глобальная электрическая цепь, ГЭЦ

Как уже отмечалось выше, молниевая активность и ее влияние на состояние атмосферы проявляется как в глобальном, так и в региональном масштабах, при этом как во время непосредственно самих конвективных явлений, так и до/после (в силу того, что семейство окислов азота являются долгоживущими газами). Соответственно, влияние молниевых вспышек проявляется и в зонах развитой

Получается, что прямые и обратные эффекты взаимодействия молниевых вспышек и атмосферы проявляются и в зонах «зарядки», и в зонах «разрядки» ГЭЦ. Соответственно это доказывает с одной стороны локализованность и региональность этих эффектов, с другой стороны — их глобальность (рис.1.1б). Это позволяет рассматривать наличие прямых и обратных эффектов между грозовой активностью и атмосферой важным элементом в теории структуры ГЭЦ.

Согласно концепции Вильсона, основными источниками электродвижущей силы, поддерживающей потенциал ионосферы, являются облака, характеризующиеся электрической структурой (прежде всего, кучево-дождевые и слоисто-дождевые), а зонами возвратных токов — области хорошей погоды. Важно отметить, что экспериментальное подтверждение этой концепции было получено уже в конце 20-х годов 20 века при сравнении суточной вариации атмосферного электрического поля над океанами, измеренной в условиях хорошей погоды («кривая Карнеги»), с суточной вариацией количества грозовых событий на земном шаре [18]. Оказалось, что обе кривые имеют максимум при значении времени около 19-20 ч ВСВ (всемирное скоординированное время) и минимум при значении около 4 ч ВСВ (как показано на рисунке 1.2).

Теория Вильсона заключается в следующем: земная поверхность и ионосфера характеризуются значительным содержанием атмосферных ионов и свободных электронов, играющих роль обкладок шарового конденсатора, заряжаемого грозовыми разрядами. Возникающая между обкладками разность потенциалов приводит к появлению электрического поля атмосферы. Разность потенциалов между поверхностью земли и ионосферой может достигать 400 кВ. По теории Френкеля, электрическое поле атмосферы объясняется электрическими процессами, происходящими в тропосфере, — поляризацией облаков и их взаимодействие с Землей. Влияние ионосферы при этом не учитывалось. В 50-е годы было введено понятие «местных» или «локальных» генераторов электрического поля атмосферы, под которыми понимали активные процессы образования объемного заряда в нижней атмосфере. Это означает, что наблюдаемое поле вблизи земной поверхности является результатом

суперпозиции глобального поля атмосферы и полей объемных зарядов, образующихся в атмосфере в результате различных процессов.

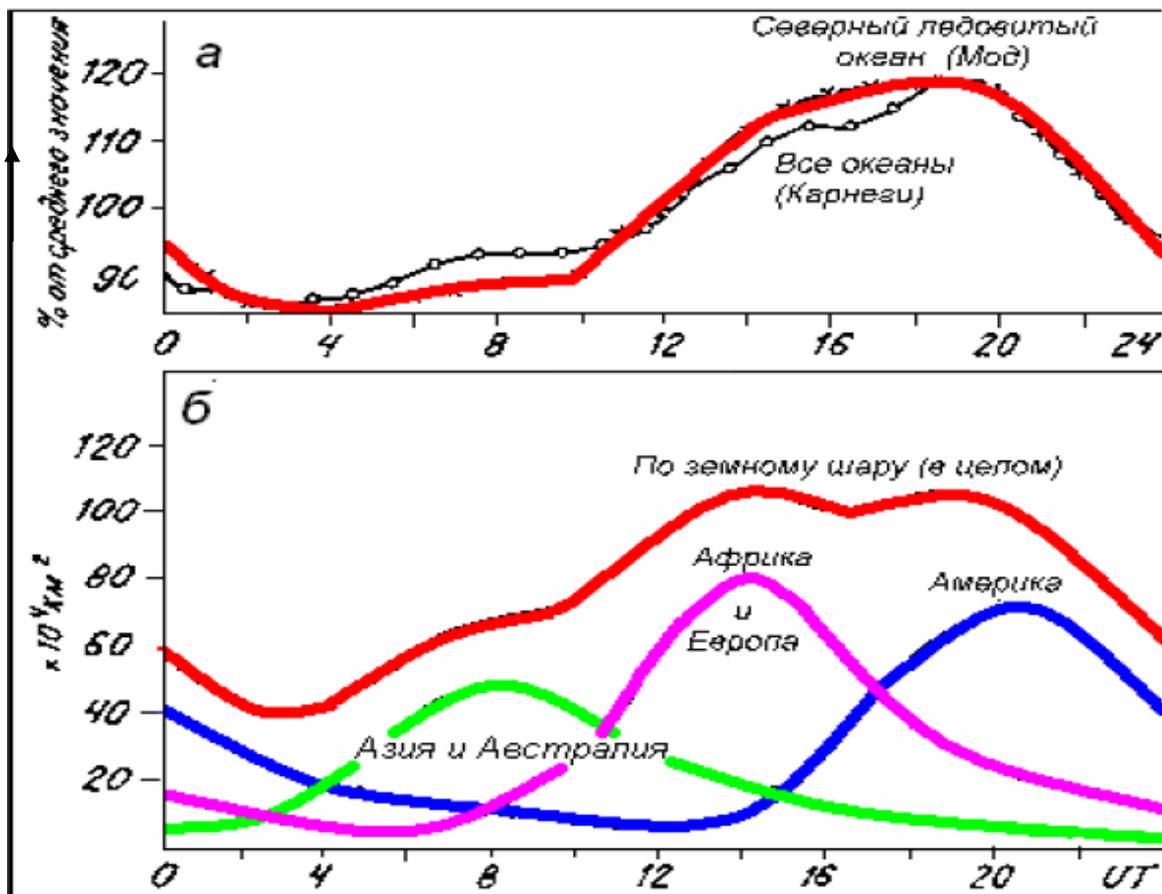


Рис.1.2 – Унитарная вариация напряженности электрического поля -а;
распределение гроз по поверхности Земли-б.

Результаты недавних экспериментов показывают, что уже на ранней стадии поступления энергии от нагретой подстилающей поверхности в атмосферу в процессе конвекции часть ее преобразуется в электрическую энергию, что проявляется в формировании аэроэлектрических структур разного масштаба. В условиях тумана электрическая энергия, аккумулируемая интенсивными структурами, и их вклад в возмущения поля могут быть существенно большими. Например, во время экспериментов в ГО «Борок» в июле 2012 г. наблюдались возмущения поля энергией $W \approx 3 \cdot 10^4$ Дж [3]. Теоретический анализ роли конвективных генераторов в глобальной цепи, учитывающий динамику развития конвекции, в настоящее время далек от завершения. Следует подчеркнуть, что

при корректном рассмотрении конвективных генераторов величина тока, дающего вклад в поддержание ионосферного потенциала, должна зависеть от величины этого потенциала, что является отличительной особенностью данного генератора. На важность учета локальных эффектов при наземных измерениях указывает также уточненный анализ сезонного хода унитарной вариации, в соответствии с которым максимум приходится на лето Северного полушария.

Особое внимание уделяется измерениям электрического поля в высоких широтах, в особенности в Антарктиде, где велико число безоблачных дней, а пограничный слой более устойчив из-за низкой температуры, хотя возникают дополнительные сложности, связанные с геофизическими особенностями. С учетом влияния магнитосферных источников и соответствующего усреднения данных удалось выявить унитарную вариацию на Южном полюсе и на станции «Восток». Таким образом, учет локальных и региональных эффектов позволяет обнаружить проявления глобальной вариации ионосферного потенциала. Но более прямым путем измерения этой величины является измерение вертикального профиля напряженности электрического поля в атмосфере.

В настоящее время основными экспериментальными фактами, доказывающими существование глобальной цепи, являются :

а) наличие унитарной вариации;

б) постоянство плотности тока с высотой вплоть до высот в несколько десятков километров (на высоте до 31 км, плотности тока положительных j_+ и отрицательных носителей j_- остаются постоянными и оцениваются $\approx 2.5 \text{ пА} \cdot \text{м}^{-2}$);

в) близкие значения разности потенциалов Земля-ионосфера, измеренной одновременно в точках, удаленных друг от друга на большие расстояния (Darwin, Австралия – 220 Кв; Weston, США – 235 кВ). Заметим, что при баллонных измерениях поля внутри грозовых облаков, несмотря на большие значения поля и его вариаций, разность потенциалов между Землей и верхней частью атмосферы также близка к значениям ионосферного потенциала.

Важнейшим экспериментальным достижением в области атмосферного электричества можно считать непрерывные (с 1995 г.) космические наблюдения

числа молниевых вспышек с борта спутников NASA «Microlab-1» (детектор ОТД (Optical Transient Detector), с 1995 по 2000 гг.) и TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) (инструмент – LIS (Lightning Image Sensor), запущен в 1997 г.). Анализ этих наблюдений позволил, в частности, понять ряд вопросов, связанных с унитарной вариацией, и прежде всего – дать количественную оценку относительного вклада в глобальную цепь различных областей максимальной грозовой активности: африканской (бассейн реки Конго), южноамериканской (бассейн р. Амазонки) и Юго-Восточной Азии, а также выявить интенсивные центры молниевой активности в более высоких широтах. Результаты исследований подтвердили, что молниевая активность африканского очага превалирует, но его вклад в унитарную вариацию не является доминантным, что связано с определяющей ролью квазистационарных токов, обусловленных как грозовыми, так и слоисто-дождевыми облаками (в том числе, не сопровождающиеся грозой, но обладающие развитой электрической структурой). Стоит подчеркнуть, что проблема баланса токов грозовых и слоисто-дождевых облаков и ГЭЦ (глобальной электрической цепи) в целом остается недостаточно изученной, и здесь необходимы дополнительные наземные, баллонные и самолетные измерения.

Важный вклад (хотя и эпизодический) в ГЭЦ могут вносить также генераторы, обусловленные зарядкой частиц в дисперсных многофазовых пылевых и аэрозольных потоках. При этом важную роль играет подвижность ионов и ионных кластеров.

Наряду с генераторами, находящимися в нижней части атмосферы, существенный вклад в распределение потенциала и тока ГЭЦ дают ионосферные и магнитосферные генераторы. В полярной шапке разность потенциалов «утро – вечер» величиной 40-100 кВ (суммарный ток порядка 10^6 А) генерируется магнитосферным динамо, представляющим собой магнитогидродинамический (МГД) генератор, трансформирующий кинетическую энергию солнечного ветра в электрическую энергию. В условиях низкой геомагнитной активности вклад электрических полей магнитосферной конвекции может обусловить около 20 %

вариации приземного электрического поля высоких широт (при горизонтальном масштабе источника порядка 500 км). Во время магнитных бурь возмущения поля и широтные масштабы влияния этого генератора существенно возрастают. Вариации электрического поля, обусловленные динамо-действием приливных волн в E-области ионосферы, составляют 5 % от среднего значения напряженности поля средних широт (разность потенциалов на высотах ионосферы от 5 до 15 кВ, суммарный ток порядка 10^5 А). Выделяют еще один особый источник атмосферного электричества – планетарного электрического генератора, обусловленного нетвердотельным характером вращения плазменной оболочки планеты. Для экспериментального исследования роли планетарного генератора в глобальной цепи необходимы одновременные измерения ионосферного потенциала и тока атмосферы на средних широтах и на экваторе.

В связи с важной ролью источников, расположенных в верхней атмосфере, в понятие ГЭЦ иногда включают ионосферные и магнитосферные токовые системы. Часто рассматривают классическую квазистационарную токовую цепь («Direct Current (DC) circuit») и сопутствующую ей цепь, представляющую собой резонатор Земля-ионосфера («Alternating Current (AC) circuit»). Анализ глобальных электромагнитных резонансов (шумановские резонансы) дает богатую информацию об источниках молниевой активности на земном шаре.

К середине 80-х годов XX века сформировались основы *модельного описания* ГЭЦ в рамках стационарного приближения. Обобщенная стационарная модель была предложена Робблом и Хейсом. Авторы рассматривали дипольные источники тока на фоне заданного высотного и широтного профиля проводимости. Данная модель с разрешением 5° по широте и долготе позволила получить распределения потенциала в атмосфере при некоторых модельных предположениях о среднем распределении точечных источников в главных грозных очагах.

В дальнейшем были развиты модели, способные учитывать нестационарные точечные источники, распределенные источники тока с малым поперечным масштабом, и возмущения проводимости. По мере накопления данных натурных

экспериментов было получено, что мощные грозовые облака характеризуются сложной многослойной электрической структурой, и области с различным темпом конвекции обладают различным электрическим строением.

В силу локальности грозовых явлений и сложных для описания физических процессов, возникающих при этом в атмосфере, существует множество подходов описания профилей напряженности электрического поля и тока проводимости атмосферы [19 - 21]. Идеологически существует два подхода в оценке профилей напряженности электрического поля и тока проводимости атмосферы: 1) использование уравнений токостатики, уравнения баланса легких ионов, выражения для расчета ионной проводимости, уравнение установления ионизационного равновесия, уравнение градиента потенциала и т.д., и 2) параметрическое упрощенное описание электрического состояния атмосферы. Первый подход является физически более обоснованным, более точным, но в силу своей «загруженности» представляется проблематичным к использованию в современных численных моделях прогноза погоды. Поэтому в зависимости от решаемой задачи представляется целесообразным обоснованно выбирать методологию описания электрического состояния атмосферы.

В случае распределенных стационарных электрических источников применяют уравнения токостатики, которые при определенных условиях решаются аналитически. Согласно одному из подходов [3], для моделирования крупномасштабной электрической структуры облака достаточно задать высотный профиль проводимости и построить распределение вертикальных сторонних токов, обеспечивающее наблюдаемый высотный профиль электрического поля, после чего из решения прямой задачи можно найти плотность тока и электрическое поле как внутри облака, так и в его окрестности. В соответствии с наблюдениями сложную высотную электрическую структуру конвективной системы можно представить в виде набора горизонтальных слоев вертикального стороннего тока:

$$J_{ex}(r, z) = \begin{cases} 0, & z < z_-, z > z_+ \\ j_{ex}(r)z_0, & z_- < z < z_+ \end{cases} \quad (1.1)$$

- где z_- — нижняя граница слоя
 z_+ — верхняя граница слоя
 $J_{ex}(r)$ — распределение амплитуды стороннего тока в горизонтальной плоскости
 z_0 — орт вертикальной оси

В простом случае распределение проводимости имеет вид:

$$\lambda(z) = \begin{cases} \lambda_1, z \leq 0; \\ \lambda_0 \exp\left(\frac{z}{H}\right) \end{cases} \quad (1.2)$$

- где λ_0 — удельная электрическая проводимость атмосферы у земной поверхности $\approx 5 \cdot 10^{-14} \text{ См} \cdot \text{м}^{-1}$
 λ_1 — удельная проводимость Земли $\approx 10^{-3} \text{ См} \cdot \text{м}^{-1}$
 H — приведенная высота проводимости атмосферы $\approx 6 \cdot 10^3 \text{ м}$

Профиль (1.2) соответствует распределению проводимости в областях хорошей погоды при высотах менее 70 км.

Учитывая приближения токостатики $E = -\nabla\varphi$ и плотность тока проводимости имеет вид $j = -\nabla\varphi$. В этом случае условие непрерывности полного тока дает следующее уравнение для электрического потенциала:

$$\text{div}[-\nabla\varphi + j_{ex}(r, z)] = 0 \quad (1.3)$$

Граничные условия для уравнения (1.3) следуют из непрерывности потенциала и вертикальной компоненты плотности тока на границах сред и слоя, а также из невозмущенности потенциала φ на больших расстояниях от источника: $\varphi(r \rightarrow \infty, z) = 0$, $\varphi(r, z \rightarrow \infty) = 0$ [2].

Также рассматривается плотность тока конвекции, в котором отдельно рассматривают составляющую, обусловленную вертикальным турбулентным переносом объемного заряда, горизонтальный ток адвекции, плотность тока смещения.

Приближенно можно оценить напряженность электрического поля, создаваемого молниевым разрядом, используя, например, уравнение 1.4:

$$E_M = \frac{hQ}{2\pi r^2 \epsilon_0} + \frac{hdQ}{2\pi cr^2 \epsilon_0 dt} + \frac{hd^2 Q}{2\pi \epsilon_0 c^2 r dt^2}, \quad (1.4)$$

где Q – заряд, нейтрализуемый в канале молний длиной h , c – скорость света, $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м. Первое слагаемое – электростатическая составляющая поля, второе – радиационная составляющая, третье – поле электромагнитного излучения. При этом dQ/dt = ток в канале молнии [22].

Остается малоизвестным вопрос о вкладе в ГЭЦ молний и переходных токов, текущих после молниевых вспышек. Обычно подразумевается, что электрический заряд, перенесенный с облака на Землю, перераспределяется по поверхности Земли и, следовательно, дает непосредственный вклад в полный заряд Земли и в эффективный ток зарядки (или разрядки, в зависимости от полярности вспышки) ГЭЦ. Однако известно, что после этого быстрого процесса (длительность типичной отрицательной вспышки – не более нескольких сотен миллисекунд) начинается медленная переходная стадия, вызванная перераспределением заряда в окружающей атмосфере. Переходная стадия (длительностью до нескольких десятков и сотен секунд) приводит к частичной нейтрализации заряда, перенесенного на Землю, и переносу заряда в ионосферу. Заряды, перенесенные на Землю и ионосферу после переходной стадии, и представляют собой полный вклад молниевой вспышки в ГЭЦ.

Существуют модели ГЭЦ, учитывающие влияние анизотропии проводимости на больших высотах, особенности крупномасштабного распределения атмосферной проводимости, нестационарные эффекты. Новый

импульс в развитие нестационарных моделей, в том числе «электротехнических», дали открытие и активное изучение разрядов в средней атмосфере, коррелирующих с грозовой активностью в тропосфере.

Общим направлением моделирования ГЭЦ является развитие самосогласованных моделей, способных учитывать и нестационарные эффекты, и неоднородность распределения проводимости, в том числе, связанную с возмущениями потоков космических лучей, выпаданиями энергетических частиц, выбросами аэрозольных частиц и радиоактивности.

В перспективе представляется важным создать комбинированные модели, учитывающие самосогласованным образом гидродинамику и электродинамику верхних слоев атмосферы с общей циркуляцией атмосферы и океана [23].

Особенность грозовой ячейки является ее обособленность и строгая локализованность, поэтому для качественного и количественного описания и моделирования молниевых вспышек необходимы физически обоснованные параметризации, способные достаточно детально описывать процессы подсеточного масштаба при численном моделировании состояния атмосферы.

1.5 Параметризации молниевых вспышек и применение их в глобальных и региональных масштабах

Параметризации возникновения молниевых эффектов важны как для глобальных, так и для региональных процессов [24]. Для изучения глобальных эффектов наиболее подходящим инструментом являются современные глобальные интерактивные химико-климатические модели, позволяющие учитывать взаимодействие физических и химических процессов, приводящие к возникновению обратных связей между возникновением грозовых условий, химическим составом атмосферы и климатическими изменениями. Для исследования региональных процессов основным инструментом для разработки

параметризации молниевых вспышек могут быть интегральные модели численного прогноза погоды и качества воздуха.

Параметризации молниевого источника окислов азота (LNO_x), как правило, делятся на три части: параметризация горизонтального распределения молниевых вспышек, расчет количества образованных ими окислов азота и распределение его по вертикали.

Первая часть параметризации базируется на корреляции числа разрядов с параметрами, характеризующими мощность конвекции. В первой половине 90х годов была создана первая параметризация, в которой средняя частота молниевых вспышек оценивалась в зависимости от максимальной высоты конвективного облака [25]. При этом для гроз над океанами и над континентами использовались различные параметризации. Выражение для континентальных гроз основано на работе [26], где частота вспышек на основании энергетических соображений была связана с пятой степенью высоты облака. Выражение для гроз над океанами учитывает тот факт, что при одинаковой высоте грозовые облака над океанами обнаруживают более слабые восходящие конвективные потоки. Эта параметризация долгое время использовалась в климатических моделях и считалась удовлетворительной. Однако с появлением глобальных карт молниевой активности, полученных с помощью спутниковых наблюдений, было отмечено существенное различие результатов применения этой параметризации от спутниковых данных. Это инициировало создание новых более физически обоснованных параметризаций, и в 2000х годах появился целый ряд параметризаций, основанных на различных параметрах, таких как конвективные осадки, вертикальная скорость, восходящий поток массы и другие [2, 27]. Однако ни одна из параметризаций так и не смогла достаточно точно воспроизвести глобальное распределение молний.

В первую очередь, это связано с тем, что успешность параметризации LNO_x напрямую зависит от способности модели описывать конвекцию. А для расчета необходимых конвективных параметров в модели также используется параметризация, поскольку облака представляют собой сложную многофазную

термогидродинамическую и микрофизическую систему с чрезвычайно широким масштабом явлений и обратных связей, все из которых являются подсеточными и прямо описываться глобальными моделями не могут из-за их недостаточной разрешающей способности и ограниченности вычислительной мощности. Соответственно, любые неточности конвективной схемы будут в значительной степени отражаться на качестве вычисляемой молниевой активности.

Поскольку конвективные процессы являются процессами подсеточного масштаба для ХКМ, то в них возможен лишь упрощенный параметрический учет конвекции, учитывающий, однако, основные свойства конвективного переноса. В отличие от прогностических моделей, чья разрешающая способность позволяет описывать моноячейки, мультячейки и суперячейки, модели общей циркуляции должны быть способны описывать пояс среднеширотных циклонов, которые влияют на крупномасштабный перенос малых газов. Существует ряд методов параметризации процесса конвекции. Эти методы можно условно разделить на три группы, отличающиеся принципиальной постановкой задачи и способами ее решения. К первой группе можно отнести методы параметризации, основанные на гипотезе конвективного приспособления. Ко второй группе относятся методы, в которых используется гипотеза об условной неустойчивости второго рода. В третью группу можно выделить методы параметризации конвекции при наличии скоплений (ансамблей) кучевых облаков [28], продолжением которых стал потоковый метод.

В методе конвективного приспособления не делается попыток описания физического процесса конвекции, но дается простой алгоритм учета его влияния на тепло- и влагообмен, а также расчет количества осадков. Основные положения этого метода сводятся к следующему. Если в каких-то слоях атмосферы возникла статическая неустойчивость, то конвекция должна приводить к перераспределению по вертикали тепла и влаги таким образом, чтобы в результате конвекции в этих и в соседних слоях атмосферы установилось устойчивое состояние. Если в этих слоях имеет место состояние насыщения, то при влажноадиабатическом процессе выделяется тепло конденсации и

происходит образование осадков. В этом методе не делается никаких предположений относительно природы и причин конвекции, что существенно ограничивает его возможности.

Физически более обоснованными являются методы второй группы, основанные на гипотезе условной неустойчивости второго рода, которую также называют гипотезой «проникающей» конвекции и гипотезой «горячих башен».

Согласно этой гипотезе, конвективные движения возможны как в слоях с влажноадиабатической неустойчивостью, так и в инверсионных слоях. Возникнув под действием силы Архимеда или беспорядочных турбулентных пульсаций, конвективные движения стимулируются крупномасштабными восходящими движениями и притоком влаги в результате ее горизонтальной адвекции и испарения с земной поверхности. Эти факторы можно рассматривать как своего рода вторичную неустойчивость, которую и называют условной неустойчивостью второго рода (CISK).

Схема параметризации конвекции по методу Тидтке основана на раздельном описании конвективных и крупномасштабных процессов в атмосферном столбе. Основной характеристикой конвективного процесса является поток массы в облачной среде. Конвективные облака в данной схеме составляют единый ансамбль, который может иметь верхнюю границу на любом модельном уровне. При этом предполагается, что площадь горизонтальной ячейки сетки, в которой, кроме других процессов, рассматривается и процесс конвекции, является достаточно большой, чтобы содержать такой ансамбль. Нижняя граница облака всегда соответствует нижнему модельному уровню. Такой подход позволяет существенно упростить процедуру вычисления интегрального потока массы в схеме. Основными критериями наличия конвекции в атмосфере являются возникновение неустойчивости в вертикальном распределении влажной статической энергии, наличие положительной плавучести и положительного потока массы в неустойчивых слоях атмосферы. Схема Тидтке предусматривает расчет интенсивности вовлечения воздуха из

окружающей среды в облако и интенсивности выброса облачной воздушной массы в окружающую среду.

Описанные выше параметризации основаны на эмпирических отношениях, рассчитанных по измерениям в областях, ограниченных по пространству и по времени, и эти отношения могут отличаться для других областей и в будущем климате также могут измениться.

Тем не менее, хотя параметризации молниевой активности еще довольно грубы для точного прогноза, для исследования взаимосвязи процессов они вполне применимы. Для того чтобы выявить параметризацию, наиболее подходящую для используемой модели, с ХКМ были проведены расчеты с тремя параметризациями: на основе высоты верхней границы облака [25], на основе конвективных осадков [28] и на основе толщины слоя холодного облака [29].

Параметризация по верхней границе конвективных облаков основывается на работе Прайса и Ринда [25], которые предложили параметризовать пространственное распределение средней частоты молниевых вспышек как функцию максимальной высоты конвективного облака H . При этом для гроз над океанами и над континентами использовались различные параметризации:

$$F_c = 3.44 \times 10^{-5} H^{4.9}; F_m = 6.40 \times 10^{-4} H^{1.73} \quad (1.5)$$

где F_c и F_m – частота молниевых вспышек (число вспышек в минуту) для гроз над континентами и над океанами соответственно, H – высота над землей в км. Выражение для континентальных гроз основано на работе [30], где частота вспышек на основании энергетических соображений была связана с пятой степенью высоты облака. Выражение для гроз над океанами учитывает тот факт, что при одинаковой высоте грозовые облака над океанами имеют более слабые восходящие конвективные потоки, что, соответственно, сказывается на их продуктивности. Грозы вплоть до расстояний в 500 км от берега океана рассматриваются как континентальные. В данном методе также учитывается различие между облачно-земными (ОЗ) и внутриоблачными (ВО) молниями. Предполагается, что ОЗ вспышки менее часты, но более активны. Доля ОЗ

вспышек относительно общей частоты параметризуется как функция толщины слоя холодного облака (между 0°C и верхушкой).

Однако параметризация количества вспышек, основанная на использовании данных по высоте грозового облака, имеет целый ряд недостатков, которые обсуждались в литературе [2]. Высота верхней кромки облака может быть достаточно большой при отсутствии активных восходящих потоков, т.е. высокой молниевой активности. Также пятая степень зависимости делает метод слишком чувствительным к рассчитанным моделью высотам облаков. В работе [28] в результате сравнения модельной молниевой активности со спутниковыми измерениями было отмечено, что схема Прайса и Ринда недооценивает вспышки над океанами в семь раз, переоценивает интенсивность молниеобразования над тропической частью Южной Америки и недооценивает вспышки над тропической частью Африки.

В работе [25] была предложена взаимосвязь между молниевой активностью и конвективными осадками. В работе [28] были разработаны отношения для расчета интенсивности облако-земля (ОЗ) вспышек (всп/мин) с использованием конвективных осадков (мм/день). Было отмечено, что для данного подхода также необходимо разделение на континентальные и морские грозы. Общее количество вспышек рассчитывается также как и в предыдущем методе, основываясь на толщине холодного облака.

$$F_{CGocean} = 0.0523 - 0.048CP + 0.00545CP^2 + 0.0000368CP^3 - 0.000000371CP^4 \quad (1.6)$$

$$F_{CGland} = 0.0375 - 0.0476CP + 0.00541CP^2 + 0.000321CP^3 - 0.00000293CP^4 \quad (1.7)$$

Схема на базе конвективных осадков чаще показывает более хорошее совпадение со спутниковыми данными, однако у нее тоже есть ряд недостатков, в частности она переоценивает молниевую активность внутритропической зоны конвергенции.

Чем мощнее восходящий поток конвекции, тем быстрее будет происходить разделение заряда внутри облака и, соответственно, будет образовываться больше молний. В работе [32] впервые в качестве предиктора молниевой активности использовались темпы восходящих конвективных потоков ($\text{кг/м}^2\text{мин}^{-1}$),

рассчитываемые в блоке параметризации конвекции. Стоит отметить, что данный подход применим только в моделях, в которых используются конвективные параметризации 3 рода. В результате тестирования модели над США было отмечено, что для данного подхода разделение гроз на континентальные и морские не является необходимым. В работе [28] отношение между молниевой активностью и вертикальными потоками было формализовано полиномами 4 порядка, которые были применены глобально.

$$F_{CG} = -0.234 + 0.308M - 0.719M^2 + 0.523M^3 - 0.0371M^4 \quad (1.8)$$

Данный подход, в основном, лучше описывает молниевые вспышки над океанами, чем подход, основанный на высоте облака, однако имеет место переоценка количества вспышек над западной частью Тихого океана и их недооценка над центральной и южной Африкой. При использовании данной параметризации в моделях предлагается делить вспышки над Тихим океаном и умножать их количество в три раза над Африкой. Также по сравнению с предыдущей схемой лучше описывается молниевая активность над США.

В работе [33] на основании экспериментальных данных была предложена параметризация на основе слоя облака между вершущкой и нулевой изотермой, не требующая разделения гроз на морские и континентальные.

$$F = 0.209D^{1.8}_{cold} \quad (1.9)$$

Были развиты и другие параметризации, основанные на сочетании учета скрытой теплоты конденсации и высоты облака, доступной конвективной потенциальной энергии (CAPE), отличиях в спектрах CCN ядер в облаках над океаном и над сушей, комбинации вертикальной скорости и толщины облака и другие.

Также в последнее время была разработана методика, позволяющая описывать пространственное и временное распределение вспышек лучше, чем в любом из вышеописанных подходов. Она подразумевает корректировку вычисленной интенсивности вспышек с помощью спутниковых данных.

$$FR = G \times L \times (z_{mmu} - z_{zmu0}) \gamma \quad (1.10)$$

Где z_{mth} – конвективный поток массы, а G и L – глобальные и локальные оценки молниевой активности на основании данных NLDN и OTD/LIS. Таким образом достигается соответствие между модельной конвекцией и молниевой активностью [33].

2 Основные методы численного исследования эффектов влияния грозовой активности на состав и структуру атмосферы

Основные предпосылки выбранного метода исследования

С целью исследования последствий влияния изменения состава атмосферы на климат планеты и на биосферу необходим качественный мониторинг за химическим составом атмосферного воздуха, в особенности мониторинг за концентрациями парниковых газов в приземном слое. Отсутствие полной и надежной информации об источниках, стоках, переносе и о химической трансформации атмосферных газовых примесей, в частности, парниковых газов над территорией Российской Федерации приводит к большим пробелам в описании изменчивости парниковых газов над большой территорией. Эпизодические измерения отдельных газовых компонентов в атмосфере [34-37] не восполняют имеющийся пробел.

Значительная часть закономерностей пространственно-временной изменчивости содержания парниковых газов над континентальными районами Российской Федерации получена с помощью численного моделирования. Имеющиеся фотохимические модели [38-40] позволяют в определенной степени предсказать измеряемые концентрации парниковых газов, в частности, в зависимости от времени года и географических координат места наблюдений.

Для описания численного поведения основных составляющих воздуха, наряду непосредственно с атмосферными реакциями, учитываются следующие процессы:

1. Потоки ультрафиолетового и видимого излучения солнца, вызывающего фотолиз (фотодиссоциацию) молекул газов воздуха. Модельное описание этих потоков должно учитывать рассеяние фотонов на молекулах воздуха, частицах аэрозоля и облаков в разной их фазе, а также широтное, сезонное и суточное изменение потоков [41-45].

2. Фотохимические реакции с участием и без участия излучения: а) газофазные; б) гетерофазные на поверхности аэрозолей и облачных частиц; в) жидкофазные в облачных и дождевых каплях в нейтральной и ионной формах. Детальный учет всех существующих реакций затруднен разветвленной зависимостью параметров скоростей реакций не только от температуры, но и от спектра излучения, состава аэрозольных частиц [43-47]

3. Радиационные и динамические процессы, формирующие температурные свойства атмосферы. Температура воздуха влияет на скорости многих газо- и гетерофазных реакций, а также на количество и свойства аэрозольных и облачных частиц. Детальное описание температуры является важным из-за высокой чувствительности ряда фотохимических параметров к изменениям температуры.

4. Перенос воздушных масс в моделях зависит от размерности модели и масштабов осреднения во времени и в пространстве. Он является внешним фактором модели и задается в соответствии с данными наблюдений, либо используются результаты моделей общей циркуляции атмосферы [48-50]. Конвективный перенос атмосферных составляющих, как правило, параметризуется [51-55].

5. Микрофизические процессы формирования и разрушения частиц облаков и аэрозолей, на их поверхности и внутри которых происходят фотохимические реакции, а также процессы удаления химических примесей из атмосферы [43-45, 56-60]. Это также внешние факторы в моделях.

6. Процессы взаимодействия моделируемых примесей с подстилающей поверхностью, на которой могут находиться их источники или стоки с интенсивностью, зависящей от моделируемых величин [43, 45, 54, 61].

7. Конвективные процессы, быстро развивающиеся, являются причиной сильных, разрушительных порывов ветра как горизонтальных, так и вертикальных, резких подъемов уровня воды в небольших водоемах и являются причиной образования грозных явлений и града [62-64].

8. Грозовая активность, порождающая образование окиси азота NO при молниевых разрядах [65, 66], космические лучи, также способствующие образованию NO в атмосфере [67]. Отдельно также выделяют солнечные протонные вспышки, которые способствуют появлению NO в стратосфере [41].

Кроме перечисленных естественных процессов, стоит также корректно и адекватно описывать некоторые антропогенные процессы, например, сжигание авиационного и ракетного топлива (в особенности учитывать транспортную авиацию), приводящее к эмиссии в атмосферу многочисленных продуктов сгорания (окислов азота) [68-70] или сжигание биомассы в тропиках при лесных пожарах [45]. Значительная часть полетов транспортной авиации происходит в поясе средних широт Северного полушария (авиасвязь между Европой, Северной Америкой, Японией, Китаем, Южной Кореей) [68]. Поэтому двумерная канальная модель является оптимальным инструментом для оценки эффекта распространения в широтном поясе 30-60° N газов – продуктов сгорания двигателей транспортной гражданской авиации и их производных. Существенное различие интенсивности полетов и степени освещенности атмосферы в разные сезоны порождают заметные сезонные различия в фотохимических процессах, определяющих формирование и разрушение озона, озonoактивных и парниковых газов в слое, где происходят крейсерские полеты. Относительно небольшое время жизни основного выбрасываемого самолетами загрязняющего компонента - NO_x, во многом контролирующего наличие в атмосфере O(¹D), OH, NO₂ и других химически активных примесей, делает необходимым использование моделей, способных описывать быстрые химические изменения, в особенности, суточные вариации содержания короткоживущих примесей. Различные оценки показывают, что интенсивность загрязнения в зоне полетов (9-12 км) является чувствительной к следующим факторам:

-к зависящим от времени года и суток уровню освещенности атмосферы и температуры воздуха, контролирующим скорость фотохимических преобразований в струе выхлопных газов в первые минуты и часы существования струи;

- к высоте тропопаузы (содержание водяного пара и озона значительно различаются в верхней тропосфере и нижней стратосфере, что сказывается на скорости фотохимических преобразований);

-к уровню фонового содержания NO_x , CO и других загрязнителей, обычно более высокому над материками. В то же время суммарный рост концентрации озона, вызванный таким «авиационным» загрязнением, относительно невелик и не превосходит 2% и 5% в июле и январе соответственно. Однако на порядок большее возрастание содержания NO_x (на 19% в июле и на 49% в январе) сказывается на содержании высокоактивных радикалов (в первую очередь, OH), снижая при этом способность атмосферы к самоочищению [69, 71].

На рис. 2 схематично представлены основные блоки фотохимической модели и их взаимодействия [44,45].

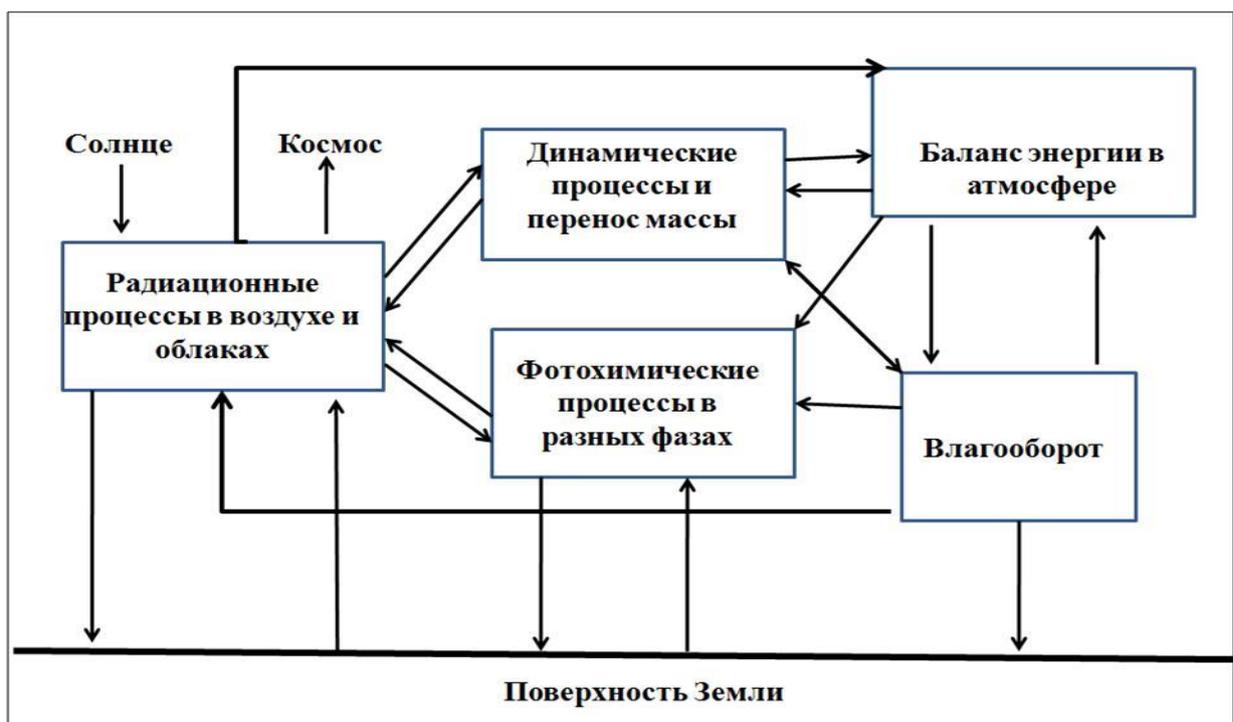


Рисунок 2 – Схема взаимодействия блоков фотохимической модели [44,45].

Эти естественные процессы прямо или косвенно влияют на состояние атмосферы и ее химический состав.

Целесообразно отметить некоторые особенности описания фотохимических реакций разных участков атмосферы Земли:

-В полярной атмосфере необходимо учитывать сферичность атмосферы при расчете скорости фотолиза и радиационного нагрева воздуха.

-В полярной атмосфере необходим учет состава и процессов формирования полярных стратосферных облаков (ПСО) и гетерогенных реакций на поверхности облачных частиц, т.к. в результате этих реакций в течение полярной ночи может происходить перераспределение содержания хлор- и бромсодержащих газов в сторону накопления оптически активных составляющих, быстрый распад которых с появлением Солнца после полярной ночи может приводить к резкой интенсификации разрушения озона в хлорных и бромных каталитических циклах [72]. Скорости подобных гетерогенных химических реакций зависят от площади поверхности частиц ПСО, определяемой объемом частиц, их размерами и формой, и от коэффициентов скоростей реакций, зависящих от химического состава ПСО и их агрегатного состояния [73]. Для моделирования процессов денитрификации и дегидратации необходимо учитывать фазовые переходы водяного пара и азотной кислоты, в стратосферных условиях находящихся в близком к насыщенному состоянию [74], а также их удаление из атмосферы в результате гравитационного осаждения крупных частиц ПСО [75].

В более ранних работах [56,57] было предложено следующее решение описания процессов в ПСО : при температуре воздуха ниже 195 К ($T < 195$ К) «мгновенно» образуются сферические частицы ПСО I рода, состоящие из тригидрата азотной кислоты $\text{HNO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ (NAT), со средним эффективным радиусом 1 мкм и массой в единице объема, определяемой по термодинамическим соотношениям разностью между вычисленным и равновесным значениями парциального давления HNO_3 над этими частицами. Отсюда определялась удельная площадь поверхности частиц ПСО, состоящих из NAT. Похожим способом определялась подобная величина для ледяных кристаллов ПСО II рода с эффективным радиусом в 10 мкм – по разности между расчетным парциальным давлением H_2O и его равновесным значением над льдом при $T < 188$ К. Частицы ПСО считались «мгновенно» испарившимися,

когда температура превышала вышеупомянутые пределы [57,60]. В более сложных моделях учитывались также частицы ПСО Ia рода с $\text{HNO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и H_2SO_4 , в комплексе с элементами микрофизики частиц [76].

Последними разработками для учета влияния гетерогенных процессов на содержание малых газовых примесей была разработана термодинамически-микрофизическая модель эволюции сульфатного аэрозоля и ПСО, в которой термодинамические процессы фазовых переходов и микрофизика распределения частиц по размерам и их гравитационное осаждение рассматривается в комбинации. Основное предположение заключается в том, что при понижении температуры частицы ПСО не возникают сами, а образуются на основе существующего в стратосфере сульфатного аэрозоля в результате поглощения им паров азотной кислоты и водяного пара [77]. В результате образуется тернарный аэрозоль, состоящий из водяного пара, серной и азотной кислот [74]. Это предположение подтверждается результатами измерений, показывающими, что при низкой температуре в течение полярной ночи количество частиц в единице объема остается практически таким же, каким оно было до наступления полярной ночи, однако их размеры увеличиваются [78]. Количество аэрозольных частиц в единице объема можно оценить по результатам спутниковых измерений, например, в эксперименте SAGE-II [78].

Ниже приводится методология исследования влияние грозовой активности на атмосферу в глобальном и региональном масштабах.

2.1 Исследование глобальных процессов, связанных с грозовой активностью.

Для исследования глобальных процессов используется совместная трехмерная химико-климатическая модель (ХКМ), разработанная в Институте вычислительной математики Российской академии наук и Российском Государственном Гидрометеорологическом Университете [80]. В модели происходит интерактивный обмен расчетных данных модели общей циркуляции атмосферы и модели газового состава атмосферы, что позволяет учитывать взаимодействия фотохимических и динамических процессов в атмосфере на каждом модельном шаге по времени (обратные связи между содержанием радиационно-активных малых газов и атмосферным переносом). Модель содержит 39 вертикальных уровней, охватывающих диапазон от 0 до 90 км, из которых 14 приходится на тропосферу. В горизонтальном направлении ХКМ охватывает весь земной шар с равномерными шагами по широте (4 градуса) и по долготе (5 градусов). В динамическом блоке модели уравнения гидротермодинамики атмосферы, записанные в адвективной форме, решаются конечно-разностным методом с применением полунявной схемы расчета. Прогностическими переменными в динамическом блоке модели являются скорость ветра, температура, удельная влажность и приземное давление [13].

В силу особой важности конвекции на исследуемые эффекты в настоящей работе, стоит более подробно остановиться на описании конвекции, реализуемой в глобальной модели.

Реализованы два вида влажного конвективного приспособления.

1. Если температура воздуха на нижнем уровне меньше $T = 287,15$ К, то при условии, что воздух с $k+1$ уровня может всплыть до уровня k , то проводится согласование температуры и влаги на этих двух уровнях.

На входе задаются вертикальные распределения температуры и влажности на текущем шаге, на выходе получаются измененные профили температуры и влажности, а также конвективные осадки.

Приводится сначала сухое конвективное согласование, а затем проводится влажное конвективное согласование, эта процедура выполняется снизу вверх по всему столбу воздуха последовательно, за исключением граничных слоев.

2. Если температура $T_{kl} > 287,15$ К, то работает проникающая конвекция, построенная по методу, предложенному Беттсом и Миллером [81]. Схема говорит о том, что: если в одном и том же временном масштабе атмосфера неустойчива по отношению к поднимающемуся воздуху с пограничного слоя, и если присутствует хорошо насыщенный слой (при глубокой конвекции), то атмосфера возвращается в свое исходное состояние. Основной профиль температуры строится как влажный адиабатический через нижнюю границу облаков, включая различные фазовые изменения льда. К сожалению, не существует универсального профиля для влажности. Однако схема эффективно работает и выдает конвективные тенденции, которые сглаживаются по пространству и времени. В общем виде, схему можно описать следующим образом: находится наиболее неустойчивый слой, строится для него влажная адиабата и реализуется первый предполагаемый профиль температуры и рассчитываются предполагаемые значения точки росы для регулировки профиля влажности. Затем идет уточнение профиля T , чтобы адиабатическое изменение энтальпии соответствовало эквивалентному изменению влажности.

В химическом блоке модели учитывается изменчивость 74 основных газовых составляющих, прямо или косвенно влияющих на скорости нагрева атмосферы. В модели учитываются реакции кислородного, водородного, азотного, хлорного, бромного и серного циклов, что позволяет рассматривать влияние химических процессов на образование и эволюцию как озона и влияющих на него газов, так и атмосферного сульфатного аэрозоля. Количество и тип учитываемых фотохимических реакций позволяет исследовать изменчивость

основных влияющих на озон газов как в стратосфере, так и в тропосфере и мезосфере [80].

Скорость продукции окислов азота за счет молниевой активности в базовой версии модели учитывается на основе фиксированных климатологических оценок, то есть осредненных рядов данных, воспроизводящих внутригодовую изменчивость, но неизменных от года к году [82]. Данный подход был достаточным для оценок влияния грозовой активности на атмосферу, проведенных в предшествующих исследованиях, однако он не позволяет оценить обратное влияние изменчивости атмосферы на условия формирования грозовых эффектов [5, 11]. Для этой цели в настоящей работе разрабатывается параметрический подход, в котором грозовая продукция рассчитывается на основе параметров, характеризующих мощность конвективных облаков [2].

За счет применения этого подхода с помощью глобальных климатических моделей был проведен ряд работ по оценке поведения гроз в будущем более теплом климате. Все модели единогласно отмечают уменьшение числа конвективных явлений в связи с повышением устойчивости внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) за счет изменения широтного градиента температуры и увеличения содержания водяного пара в верхней тропической атмосфере [2, 15, 17]. Однако в оценках изменения числа грозовых разрядов результаты расходятся. Частью работ отмечается тенденция к увеличению количества молниевых вспышек в среднем на 10% на каждый градус потепления [29, 30, 83]. Эти оценки на первый взгляд идут вразрез с уменьшением количества конвективных явлений, к тому же наибольшее увеличение разрядов отмечается в тропиках, как раз там, где атмосфера должна стать более устойчивой. Однако это противоречие было разрешено в работе [29], где было показано, что при удвоении концентрации CO_2 скорость восходящих потоков в конвективных облаках может вырасти на 1 м/с. В этой работе также отмечалось уменьшение числа грозовых облаков, однако на этом фоне было показано также, что в некоторых регионах, в частности в США, наиболее мощные грозы будут образовываться на 26% чаще. И

в связи с нелинейной зависимостью числа разрядов от мощности конвекции это объясняет тенденцию к увеличению общего числа молниевых разрядов.

Однако во всех работах, отмечающих увеличение числа разрядов в будущем более теплом климате, использовались модели общей циркуляции атмосферы либо без учета химических процессов, либо с неинтерактивным объединением с химико-транспортными моделями, то есть без учета обратной связи молниевой активности с изменением климата, за счет которой могут измениться как эффекты оказываемые молниями на климат, так и их долговременная изменчивость. В работах же, в которых использовались ХКМ с учетом образования окислов азота молниями и влияния этих окислов азота на газовый состав, а затем и на динамику атмосферы, увеличения числа разрядов либо не отмечается, либо даже появляется тенденция к их уменьшению, несмотря на рост повторяемости наиболее мощных гроз [15, 84, 85]. В связи с этим, можно предложить, что это различие в результатах может быть связано с обратной связью, исследуемой в данной работе, что еще раз подчеркивает важность выбранного направления.

Например, в настоящей работе (глава 3) представлены некоторые расчетные оценки влияния обратных связей: в тропосфере и в нижней полярной стратосфере изменения в концентрации нечетного азота при сравнении результатов моделирования с обратной связью и без может достигать до 50% в летнем полушарии. Изменение в концентрации озона достигает 10% в нижней экваториальной стратосфере и 5% в тропосфере.

Подобные оценки взаимодействия электрической структуры атмосферы и ее содержанием отражают глобальные эффекты, но не являются достаточно точными для понимания вопросов, связанных с региональными и локальными особенностями влияния и взаимосвязей между атмосферой и глубокой конвекцией (в силу подсеточного масштаба грозных явлений).

2.2 Исследование региональных процессов, связанных с грозовой активностью

Как было подчеркнуто выше, влияние молниевых вспышек проявляются как в зонах «хорошей погоды», так и в зонах глубокой конвекции. Соответственно, для более осознанного понимания взаимодействия термического и химического состояния атмосферы с ее электрическими свойствами, необходимо оценивать роль молниевых источников окислов азота на региональном и локальном уровне. При этом основной упор делать на описание конвективных явлений и процессах, происходящих в облаках.

Региональные модели – один из способов уточнить данные на выходе глобальной модели в соответствии с локальными особенностями орографии, очертаний берега и т.д.

При построении региональных моделей состояния атмосферы широко используется опыт численных методов прогноза погоды на ограниченной территории, однако существует ряд особенностей, обусловленных спецификой решения задач, в частности, исследования локальных явлений, влияющих на климатическую систему в целом.

Особые требования необходимо предъявлять к устойчивости численных схем, пригодных для интегрирования нелинейных уравнений в частных производных на различные временные интервалы с малым шагом по пространству. Пространственные аппроксимации модельных уравнений строятся на базе достаточно известных схем, сохраняющих для замкнутой области полную массу, момент количества движения и полную энергию при отсутствии их источников и стоков [86, 87]. Указанные свойства схем при решении смешанной краевой задачи моделирования регионального климата важны, поскольку позволяют адекватно описывать процессы перераспределения массы и трансформации энергии внутри области интегрирования с учетом изменения и эволюции граничных условий. Такие схемы должны обеспечивать эффективное согласование внутреннего (регионального) и внешнего (глобального) энергетических циклов, комбинация которых и характеризует региональную

атмосферную циркуляцию. Обычно пространственные аппроксимации базируются на центрально-разностном представлении производных, что позволяет обеспечить достаточную точность приближения при описании динамических процессов. Для переноса таких субстанций как примеси или водяной пар в ряде случаев целесообразно использовать лагранжев подход [88]. Негидростатический подход при моделировании на ограниченной территории стал применяться относительно недавно, в первую очередь в практике численных методов прогноза погоды. Тот факт, что подавляющее большинство региональных моделей являются конечно-разностными объясняется тем обстоятельством, что в региональном масштабе использование спектральных методов представляется искусственным, а различные модификации метода конечных элементов, достаточно трудоемкие в реализации и не имеют существенных преимуществ перед конечно-разностными с точки зрения получаемых результатов. Тем не менее, метод конечных элементов продемонстрировал некоторые достоинства при моделировании атмосферных движений в условиях сложной орографии [89, 90]. В основе большинства современных региональных климатических моделей лежит концепция одностороннего взаимодействия с «ведущей» глобальной моделью. В случае одностороннего взаимодействия крупномасштабные переменные, рассчитанные с помощью глобальной модели, служат начальными и граничными условиями для уравнений региональной модели; при этом решение, полученное в ограниченной области, не оказывает обратного влияния на решение в глобальной области. Особенности и достоинства этого подхода приводятся в работе [91]. В отличие от метода двустороннего взаимодействия, такая концепция представляется обоснованной, поскольку при двустороннем взаимодействии возникает проблема «разномасштабности» регионов. Это может являться фактором неверной интерпретации рассчитанного с помощью моделей регионального воздействия на глобальный климат, ведь телескопизированная область, по существу, представляет собой источник шумов для глобальной области. Именно поэтому при анализе взаимодействия электрического состояния атмосферы и полей

температуры, химического состава и т.д. необходимо разделить эти взаимодействия на региональные/локальные и на глобальные. Так как они протекают и выявляются по-разному с точки зрения физических аспектов и математических.

Основная трудность при интегрировании уравнений региональной модели связана с высоким уровнем вычислительных шумов, генерируемых вблизи боковых границ региональной модельной области из-за некорректной постановки граничных условий. Ошибки аппроксимаций пространственных производных на крупной сетке глобальной модели и мелкой сетке региональной модели различны. Это приводит к тому, что фазовые скорости волн и их амплитуды на мелкой и крупной сетках оказываются неодинаковыми. Волны, которые могут быть представлены на обеих сетках ускоряются и вытягиваются при переходе с мелкой сетки на крупную и, наоборот, замедляются и укорачиваются при обратном переходе. Например, длинные метеорологические и гравитационные волны, удовлетворительное описание которых дает уже глобальная сетка могут служить причиной таких вычислительных проблем при переходе на мелкую сетку региональной модели и поэтому их описание требует согласования [91, 92]. При постановке граничных условий Дирихле быстрые гравитационные волны, генерируемые на сетке региональной модели, отражаются от «жесткой» границы внутрь области интегрирования, что в конечном счете также приводит к росту амплитуд вычислительных шумов.

Следует отметить, что не все гармоники являются причиной шумов, искажающих численное решение. Например, медленные и притом достаточно короткие волны не нуждаются в согласовании при переходе с одной сетки на другую. Для сближения по порядку величин ошибок аппроксимации пространственных производных на разных сетках в большинстве региональных моделей используется так называемый метод релаксации, предложенный в работе [93]. При реализации метода вводится понятие буферной зоны, которая представляет собой окрестность боковой границы региональной модельной области. В ряде работ, посвященных одностороннему взаимодействию, были

разработаны альтернативные способы снижения уровня шумов, основанные на применении некоторых модифицированных граничных условий и спектральных методов, а также сглаживающих фильтров в окрестности боковых границ [94]. Будучи относительно простым, этот метод позволяет без значительных затрат вычислительных ресурсов плавно передавать сигнал от боковой границы внутрь телескопизированной области. Следует отметить, что адекватно интерпретировать метеорологическую информацию, которая содержится в буферных узлах сетки, не всегда удается, что безусловно является недостатком релаксационного подхода, тем более что ширина буферных зон может включать значительную часть модельной сетки. В региональном моделировании особое внимание уделяется реализации эффективных схем интегрирования по времени, поскольку критерий устойчивости при малом пространственном шаге интегрирования полных уравнений в ограниченной области накладывает жесткие условия на выбор шага по времени. Желательно, чтобы такие схемы обладали свойствами диссипативности по отношению к коротким гравитационным волнам и при этом не искажали метеорологически значимую часть решения, то есть обладали избирательностью при подавлении возмущений. Известно, что отдельные схемы, например схема центральных разностей (ЦР), непригодны для решения задач в ограниченной области, поскольку их применение приводит к быстрому росту амплитуд коротких гравитационных волн и в конечном счете к неустойчивости. Напомним, что в отличие от глобальной области в рассматриваемом случае ситуация осложняется постановкой некорректных граничных условий. Наибольшее распространение при интегрировании полных уравнений в ограниченной области получили полунеявные методы аппроксимации производных по времени и некоторые явные методы (в том числе использованием фильтрации) [95].

Известно, что применение полунеявных методов, при использовании которых явно аппроксимируется нелинейная часть оператора задачи, а линейная - неявно, позволяют значительно увеличивать шаг по времени по сравнению с чисто явными схемами. Однако в работах [96] показано, что неявное

представление членов, ответственных за распространение гравитационных волн, является причиной серьезных ошибок воспроизведения мезомасштабной структуры быстрых волн Россби и общему замедлению процесса геострофического приспособления на сетках высокого разрешения.

Из семейства явных схем обычно применяется схема ЦР в сочетании с трехточечными фильтрами, неявными схемами на отдельных шагах и другими явными схемами. В последнем случае под схемой интегрирования по времени следует понимать некоторую, например двухшаговую, схему с искомыми аппроксимирующими свойствами. Так, в работе [97] показано, что комбинация неустойчивой схемы ЦР на четных шагах интегрирования и диссипативной схемы Адамса-Бешфорта на нечетных дает устойчивую схему с диссипативными свойствами, имеющей исчезающий малый множитель перехода фиктивного решения. Однако недостатком явных схем безусловно является невозможность использования больших шагов по времени. Поэтому при интегрировании полных уравнений явным методом часто используется алгоритм, описанный в [96] и развитый в [98]. Он назван явным с расщеплением (split-explicit); его основная идея состоит в использовании устойчивой явной схемы с различными шагами по времени для отдельных физических мод в рамках единой аппроксимации. Это позволяет повысить вычислительную эффективность явных схем, поскольку в этом случае каждая мода интегрируется со своим шагом, удовлетворяющим критерию устойчивости. Такая аппроксимация дает возможность увеличить шаг по времени для волн Россби в 2-4 раза. Подобный подход реализован в модели ММ4 с шагом по пространству 60 км; он позволил увеличить шаг по времени с 90 сек до 240 сек. Аналогичная схема использована в итальянской модели CLAMBO Регионального Метеорологического Института и модели UKMO-RCM/RECSIII Гадлеевского Центра

В настоящее время заметное развитие получили совместные региональные модели, включающие различные компоненты климатической системы. В таких моделях совместно с атмосферным блоком модели интегрируются модели озера,

региональные модели океана и льда, гидрологические, криосферные, биосферные и фотохимические модели [99 - 101].

Традиционно предполагается, что региональные модели погоды и климата используется в климатическом режиме, если срок, на который проводится интегрирование модели, превышает время, характерное для гидродинамического прогноза погоды, т.е. 3-5 суток. Более строгое определение можно дать, если учесть, что время установления (spin-up) для атмосферной компоненты модели может составлять несколько дней.

Область интегрирования не должна быть слишком большой, поскольку в этом случае региональные модели приобретают способность генерировать нереалистичную картину атмосферной циркуляции. Это обусловлено систематическими ошибками схем параметризаций физических процессов, поскольку их влияние на локальную циркуляцию возрастает по мере удаления от боковых границ. С другой стороны, модельная область не должна быть слишком малой, чтобы мезомасштабная циркуляция могла бы свободно развиваться, не подавляясь крупномасштабными процессами, описываемыми глобальной моделью атмосферы и океана. В некоторых работах, прежде всего в [102], показано, что компромисс в выборе размера области существует в том смысле, что при наиболее тесной связи рассчитанной региональной циркуляции с глобальной, воспроизводство барических систем, ассоциированных с представленными внутри области мезомасштабными факторами, также интенсифицируется. В работе [103] был проведен анализ экспериментов по валидации 6 региональных моделей на территории Европы. По результатам анализа было установлено, в частности, что ошибки в описании крупномасштабного потока увеличиваются с увеличением размера области интегрирования. Также установлено, что влияние граничных условий наиболее сильно проявляется в средней и верхней тропосфере, где региональные прогностические поля незначительно отклоняются от глобальных в силу того, что влияние мезомасштабного воздействия у подстилающей поверхности с высотой; ослабевает, причем это ослабление особенно заметно зимой [104].

В работе [103] отмечается, что при слишком грубом разрешении глобальной модели циркуляции океана и атмосферы (более 500 км) трудно проводить эффективное согласование ошибок аппроксимации с помощью буферной релаксации. В этом случае сама адекватность воспроизведения крупномасштабной динамической компоненты на мелкой сетке может вызывать сомнение из-за интенсивного роста амплитуд вычислительных шумов. Очевидно, что тогда целесообразно использовать сетки с двойным и более вложениями [105]. Оптимальным признается отношение шагов сопряженных сеток не менее 1:5.

Выбор разрешения региональных моделей может существенно влиять на эффективность применяемых схем параметризации физических процессов. Как отмечено в [103], увеличение модельного разрешения в целом улучшает описание гидрологического цикла благодаря правильному представлению орографических особенностей региона и свойств подстилающей поверхности. Однако расширение спектра представленных масштабов атмосферных движений и связанное с этим чрезмерное усиление циклонической активности и вертикальных движений может иногда ухудшать качество модельного климата [106]. В таких случаях может быть полезным применение множественной телескопизации для отдельных подобластей [103] или плавно меняющегося горизонтального разрешения.

При расчете неадиабатических притоков субстанций в региональном моделировании погоды и климата обычно используются схемы параметризации, аналогичные тем, которые применяются в прогностических моделях для ограниченной территории. В последнем случае схемы параметризации обычно требуют значительной модификации для использования их в задачах регионального и локального масштабов. Важно подчеркнуть, что для каждой модели отдельно разрабатывается набор параметризаций, который оптимизируется относительно соответствующего разрешения. Очевидно, что такой подход может затруднять интерпретацию глобальных и региональных

модельных результатов в ограниченной области, поскольку в данном случае они не являются только следствием различий пространственной дискретизации.

За последние 10-15 лет ошибки расчета температуры и осадков с помощью региональных моделей по сравнению с доступными климатическими данными уменьшились. Это уменьшение, как отмечается в [107], является следствием лучшего представления крупномасштабных динамических процессов глобальными моделями и применения более обоснованных схем параметризации в региональных моделях. Пространственные распределения различных характеристик у поверхности Земли, рассчитываемые с помощью региональных моделей лучше согласуются с данными наблюдений по сравнению с глобальными из-за более реалистичной модельной топографии, четких береговых линий и учета неоднородной структуры свойств подстилающей поверхности.

Все описанные выше особенности применения и использования региональных моделей погоды и климата применимы и в задачах выявления особенностей чувствительности атмосферы к ее конвективному состоянию.

Для изучения наличия и проявления в атмосфере обратных связей между грозовой активностью, содержанием атмосферных газов и полями температуры, в качестве основного инструмента используется численная региональная модель *The Weather Research and Forecasting model (WRF-Chem)*, версия 3.6 (модель обеспечивает возможность рассчитывать метеорологические, химические и аэрозольные поля от облачного до регионального масштабов [108]).

Модель WRF-Chem является численной негидростатической моделью атмосферы (с возможностью гидростатического режима) в предположении полностью сжимаемой среды. Вертикальная система координат соответствует гидростатическому закону изменения давления с высотой. В модели используется C-сетка Аракавы и схемы интегрирования Рунге-Кутты 2-го и 3-го порядка по времени, а также схемы 2-6 порядка для переноса в горизонтальном и вертикальном направлениях. Модель использует малый шаг для акустических и гравитационных волн.

Код модели WRF-ARW содержит несколько программ инициализации (`ideal.exe` и `real.exe`), программу численного интегрирования (`wrf.exe`) и программу to do one-way nesting (`ndown.exe`). Модель WRF-Chem поддерживает следующие возможности:

1. Моделирование реальных и идеализированных метеорологических и химических полей атмосферы;
2. Различные варианты боковых граничных условий для моделирования как тестовых, так и реальных процессов;
3. Настраиваемые физические параметризации;
4. Негидростатическое и гидростатическое приближение (в зависимости от выбранной задачи исследования);
5. Вложенные сетки и перемещающиеся сетки в области интегрирования;
6. Масштабы, меняющиеся от метров до тысяч километров.

Для описания физических процессов подсеточного масштаба в атмосфере и подстилающей поверхности реализованы следующие блоки [109]:

- Микрофизика включает в себя такие процессы как водяной пар, облака, осадки. В модели можно использовать восемь различных схем микрофизических процессов, в которых могут учитываться все виды гидрометеоров;

- Параметризация радиационных процессов учитывают длинноволновую и коротковолновую солнечную радиацию. Длинноволновая радиация определяется излучением от подстилающей поверхности, которое зависит от типа землепользования, а также от температуры поверхности земли. Коротковолновое излучение включает диапазон видимых волн, которые составляют спектр солнечного света. При этом рассчитывается поглощение, отражение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере согласно теоретическому распределению участвующих в этих процессах компонент. Реализованные параметризации радиации позволяют учесть облачность, распределение водяного пара, углекислый газ, озон, малые концентрации других значимых газов.

- Параметризации поверхностного слоя учитывают процессы обмена теплом и влагой между атмосферой и подстилающей поверхностью.

- Параметризации подстилающей поверхности и процессов в почве позволяют учесть распределение температуры и влажности в почве в нескольких слоях, процессы замерзания и оттаивания почвы, физику снежного покрова и замороженной почвы, процессы над ледовыми щитами, а также физику многослойного снега [110];

- Параметризация планетарного пограничного слоя учитывает турбулентность в пограничном слое и свободной атмосфере, вертикальные градиенты температуры воздуха и ветра, высоту пограничного слоя, процессы облакообразования. В зависимости от конкретных погодных условий могут использоваться различные варианты параметризации планетарного пограничного слоя [111];

- Параметризации облачности позволяют прогнозировать свойства как восходящих, так и нисходящих потоков, учитывать процессы перемещения воздуха в облаках и в окружающей среде, моделировать разгрузку облаков и осадков, оценивать продуктивность осадков. Представленные параметризации позволяют оценивать процессы развития как сплошной облачности, так и отдельных облаков [111].

Так как настоящая работа посвящена моделированию обратных связей между структурой, составом атмосферы и ее электрическим состоянием, то основной акцент при выборе необходимого набора параметризаций относился к попытке оценить вклад молниевой продукции окислов азота в масштабах выбранного региона интерполяции.

Параметризация молниевых вспышек

В силу трудоемкости физического описания процессов, происходящих в облаке во время грозовых явлений, и в силу подсеточного масштаба электрических явлений — эффекты, приводящие к появлению в атмосфере дополнительного источника окислов азота молниевое происхождение задаются параметрически.

Для расчета молниевой продукции окислов азота в каждом узле модельной сетки WRF-Chem используется параметризация Price и Rind (PR92, PR94) для

нейтральной стратификации, основанная на следующих предположениях и уравнениях:

$$f_c(z_{top}) = 3.44 \times 10^{-5} z_{top}^{4.9} \quad (2.1)$$

где: f_c – частота континентальных молниевых вспышек
 z_{top} – высота верхней границы грозового облака (вертикальная скорость потоков > 15 м/с, радиолокационная отражаемость > 20 dBz)

$$Z = 0.021d^4 - 0.648d^3 + 7.49d + 63.09 \quad (2.2)$$

где: Z – отношение числа вспышек внутри облака (IC) к числу вспышек облако-земля (CG);

d – разность между высотой облака и высотой нижнего уровня начала формирования ледяных кристаллов в облаке.

Для учета эффекта «подсеточности» молниевых процессов относительно пространственной сетки модели вводится «коэффициент C », который рассчитывается как:

$$C = 0.97241 \exp(0.048203R) \quad (2.3)$$

где: R – площадь модельной сетки (не зависит от широты, долготы или времени года).

Основной задачей данной параметризации является прогноз временного и пространственного распределения отдельных грозовых вспышек без использования дополнительной сложной электрической схемы [112]. Вертикальное распределение количества молниевых вспышек соответствует Гауссовому распределению в диапазоне температур от -15 до -45°C .

Предполагается, что количество окислов азота, генерируемых молниями (LNO_x) зависит от длины молнии и от давления.

$$nNO(p) = a + bP \quad (2.4)$$

где: nNO – количество молекул NO ;
 $a = 0.34 \times 10^{21}$, $b = 1.30 \times 10^{16}$; – зависящие от средней длины молнии коэффициенты,
 P – давление.

Хочется отметить, что коэффициенты a и b могут варьировать в значительных пределах ($1 - 13 \times 10^{21}$ молекул NO m^{-1} за одну вспышку), что подтверждается экспериментальными и лабораторными исследованиями [113].

Описанная выше параметризация LNO_x включена в WRF-Chem с некоторыми упрощениями и/или дополнениями. Для расчетов в данной работе использовалось предположение о том, что отношение IC:CG принимается равным 1.74, что позволяет, зная общее количество молекул NO_x , генерируемых суммой всех молний, рассчитать количество молекул окислов азота отдельно для IC и CG-вспышек ($nNO(CG) = 10 nNO(IC)$).

Область моделирования

При решении поставленных задач важным фактором является выбор региона, удовлетворяющего условиям наличия ярко-выраженном конвективной неустойчивости атмосферы, наличием непосредственно грозовых явлений и дней без них. С одной стороны регион должен быть «активен» с точки зрения атмосферного электричества, с другой стороны, должен так же выполнять роль зоны «хорошей погоды» согласно теории ГЭЦ, для того чтобы выявить не только прямые эффекты взаимодействия между атмосферой и грозами, но также и обратные эффекты.

Для проверки гипотезы о значимости обратных связей между молниевой активностью, газовым составом и температурой атмосферы был выбран регион побережья Черного моря (рис. 2.1). Выбор области моделирования объясняется физико-географическими особенностями побережья Черного моря. Летом особенности циркуляции и радиации приводят к ярко выраженной грозовой активности (рис.2.2). Модель была адаптирована для выбранного региона в конусоидальной проекции – «ламберт», область моделирования включает в себя две зоны: внешняя область с шагом 15 км, внутренняя область с шагом 5 км (с разрешением 100×151 точек с направлением запад-восток и 100×145 точек по направлению юг-север, соответственно; 27 уровней в гибридной сигма (σ) системе координат от поверхности до уровня 10 гПа). Шаг по вертикали переменный: у поверхности ≈ 60 м, от 1 – 3 км составляет от 200 – 400 м, и для 5 – 13 км оценивается как 500– 600 м. В качестве исходных данных для метеорологических полей используются NCEP GFS с окончательной

координатной привязкой (FNL); временным расширением 6 часов UT (00, 06, 12, 18) и пространственным расширением $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$.



Рис.2.1. Область моделирования.

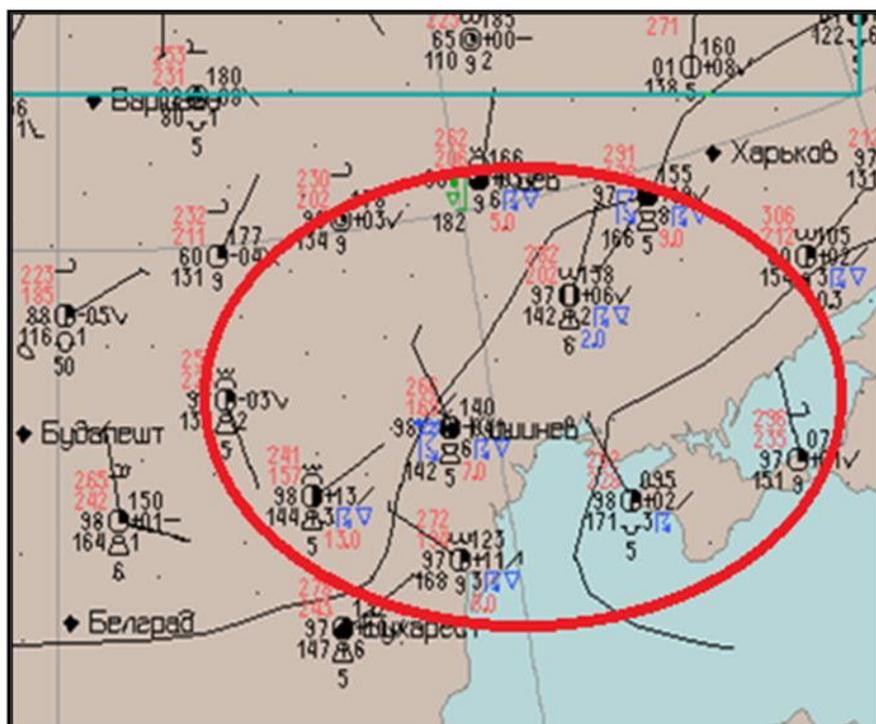


Рис. 2.2. Приземная синоптическая карта (13.06.2013, 18.00 UT), синим цветом выделены зафиксированные грозы.

В Таблице 2.1 представлена используемая при исследовании конфигурация модели:

Таблица 2.1

WRF-Chem конфигурация.

Атмосферные процессы	WRF-Chem
Радиация	LW: RRTM SW: Dudhia
Приземный слой	Монин-Обухов
Модель поверхности суши	Noah
Пограничный слой	YSU
Конвективные процессы	Kain-Fritsch
Микрофизика	Lin
Химическая схема	RADM2
Химия аэрозоля	MADE/SORGAM

При выборе конфигурации модели основное внимание уделялось параметризации конвекции, микрофизики, происходящей в облаках и принципиальной химической схеме.

Схема Purdue Lin — учитывает пять видов гидрометеоров [114], которые рассчитываются с высокой степенью параметризации. Предполагается, что облачные капли и облачные кристаллы льда достаточно малы, чтобы их предельными скоростями можно было пренебречь в сравнении со скоростями воздуха, дождя, снега и града. Остановимся подробнее на используемой схеме микрофизики, т.к. процессы в облаках являются крайне важным фактором электризации облака и появлению электрических зарядов в атмосфере.

На рис.2.3 представлена схема микрофизических процессов по схеме Lin, а в таблице 2.2. пояснения к рис.2.3.

	образованием облачных капель, $T \geq T_0$
P_{idw}	Рост кристаллов льда за счет захвата облачных капель
P_{ihom}	Гомогенное замерзание облачных капель для формирования облачного льда
P_{iACR}	Превращение дождя до кристаллов льда с образованием снега или града, в зависимости от количества дождя
P_{RACI}	Превращение облачного льда в облачные капли с образованием снега или крупы/града, в зависимости от количества дождя
P_{raut}	Перерасчет облачных капель, участвующих в формировании дождя
P_{RACW}	Превращение облачных капель в дождь
P_{Revp}	Испарение дождя
P_{RACS}	Превращение снега в дождь с образованием крупы/града, если дождь или снег превышают заданные пороговые значения при $T < T_0$
P_{SACW}	Превращение облачных капель в снег, если $T < T_0$ или в дождь, если $T \geq T_0$
P_{SACR}	Превращение дождя в снег с образованием града, если дождь или снег превышают заданные пороговые значения при $T < T_0$, если нет, то образуется снег. Если $T \geq T_0$, то вовлекаемая вода усиливает таяние снега.
P_{SACI}	Превращение облачных кристаллов в снег
P_{SAUT}	Агрегирование облачных кристаллов льда для формирования снега
P_{SFW}	Движение облачных капель для формирования снега
P_{SFI}	Скорость превращения облачных кристаллов льда в снег путем роста зародышевых кристаллов Bergeron
P_{SDEP}	Накопление роста снега
P_{SSUB}	Сублимация снега
P_{SMLT}	Таяние снега для образования дождя, при $T \geq T_0$
P_{GAUT}	Агрегирование снега для формирования снежной крупы/града
P_{GFR}	Вероятностное замерзание дождя для формирования крупы/града
P_{GASW}	Превращение облачных капель в крупу/град

P_{GACI}	Превращение облачных кристаллов льда в крупу/град
P_{GACR}	Превращение дождя крупу/град
P_{GACS}	Превращение снега в крупу/град
P_{GSUB}	Сублимация крупы/града
P_{GMLT}	Таяние града для образования дождя, $T \geq T_0$
P_{GWET}	Сухой рост града, могут быть вовлечены P_{GACS} и P_{GACI} и должен включать в себя P_{GASW}

Конвективные процессы описываются *схемой Каина–Фритша* (KF) — которая учитывает эффекты от мелкой и средней конвекции и может быть представлена различными модификациями[115]. Классическая схема KF представляет собой параметризацию потока массы. В ее основе используется лагранжевый метод частицы, в том числе динамика движения, чтобы оценить, существует ли неустойчивость, будет ли существовать какая-либо существующая неустойчивость для роста облаков и какие свойства конвективных облаков присутствуют. Условно можно разделить схему KF на три части: 1) конвективная триггерная функция, 2) состав и формирование массового потока, 3) условия замыкания.

Триггерная функция

Первой задачей схемы является определение потенциальных слоев источника для конвективных облаков, то есть слоев источника восходящего потока (USLs). Начиная с поверхности, вертикально смежные слои в модели смешивают до тех пор, пока высота «смеси» не будет составлять по меньшей мере 60 гПа. Эта комбинация смежных слоев модели составляет первый потенциальный USL. Вычисляются средние термодинамические характеристики этой смеси, а также температура и высота этого восходящего потока при его подъемном уровне конденсации (LCL). В качестве первого показателя вероятности конвективного инициирования температуру T_{LCL} поднимающегося воздуха сравнивают с температурой окружающей среды T_{ENV} на участке LCL. Восходящий воздух, как правило, будет холоднее, чем его окружающая среда. Основываясь на наблюдениях, предполагающих, что конвективное развитие, как

правило, предпочитают фоновые вертикальные движения, участку присваивается температурное возмущение, связанное с величиной вертикального движения решетки. Уравнение для этого возмущения δT_{vv} выглядит следующим образом:

$$\delta T_{vv} = k[w_g - c(z)]^{1/3}, \quad (2.5)$$

где k - единичное число с размерами $K \text{ c}^{1/3} \text{ cm}^{-1/3}$, w_g - приблизительная среднестатистическая вертикальная скорость на LCL (cm c^{-1}), $c(z)$ - пороговая вертикальная скорость описываемая как:

$$c(z) = \begin{cases} W_0 (Z_{LCL}/2000), & Z_{LCL} \leq 2000 \\ W_0, & Z_{LCL} > 2000 \end{cases}, \quad (2.6)$$

где $w_0 = 2 \text{ cm c}^{-1}$, а Z_{LCL} - высота LCL над землей (м). Например, это уравнение дает температурное возмущение 1 К для фоновой вертикальной скорости 1 cm c^{-1} выше порогового значения и чуть более 2 К, когда w_g на 10 cm c^{-1} выше порогового значения.

Использование этого условия возмущения позволяет эффективно исключить большинство участков в качестве кандидатов для глубокой конвекции, что важно для эффективности вычислений. Процесс элиминации включает в себя добавление вычисленного температурного возмущения (обычно 1-2 К, например, в средах со слабым или умеренным восходящим движением) до температуры частицы в LCL. Если результирующая температура еще меньше, чем значение окружающей среды (т. е. $T_{LCL} + \delta T_{vv} < T_{ENV}$), то этот объем воздуха исключается из рассмотрения, база USL перемещается на один уровень модели, и выполнение вышеуказанного условия повторяется для нового потенциал USL. Если, однако, возмущенный воздух более теплый, чем ее окружающая среда, он рассматривается как кандидат слоя глубокой конвекции. На этом этапе поднимающийся воздух высвобождается на своем уровне LCL с его исходной (невозмущенной) температурой и влажностью и вертикальной скоростью, полученной благодаря температуре возмущения. Его изначальная вертикальная скорость w основана на уравнении плавучести и описывается формулой 2.7 [115]:

$$W_{po} = 1 + 1.1[(Z_{LCL} - Z_{USL})\delta T_{vv}/T_{ENV}]^{1/2}, \quad (2.7)$$

где Z_{USL} - это высота у основания USL. Эта формула дает начальные вертикальные скорости до нескольких метров в секунду.

Над LCL вертикальная скорость поднимающегося воздуха оценивается на каждом уровне модели с использованием лагранжевого метода частицы, включая эффекты увлечения, удержания и вовлечения водяного пара [115]. Если вертикальная скорость остается положительной на высоте, превышающей заданную минимальную высоту (обычно 3-4 км), глубокая конвекция активируется с использованием этого USL. Если нет, база потенциального USL перемещается выше на один уровень модели, и процедура повторяется. Этот процесс продолжается до тех пор, пока не будет найден первый подходящий исходный слой или последующий поиск не будет превышать самые низкие 300 гПа атмосферы, где поиск прекращается. Этот полный набор критериев составляет триггерную функцию, но активизация параметризации происходит во второй части реализации схемы KF

Состав и формирование массового потока

Конвективные восходящие потоки в схеме KF представлены с использованием модели стационарного увлечения, снижающей плюсы, где эквивалентная потенциальная температура (θ_e) и водяной пар (q_v) захватываются и уменьшаются, а удержание также включает в себя различные гидрометеоры. В классической схеме коэффициенты увлечения и удержания обратно пропорциональны, при высоких коэффициентах увлечения (удержания) предпочтение отдается высокой (низкой) плавучести и сырой (сухой) среде. На практике различие между восходящим потоком и функцией триггера может стать размытым, поскольку конкретная формулировка восходящего потока может определить, достигнута ли заданная минимальная высота облаков для глубокой конвекции.

Конвективные нисходящие потоки подпитываются испарением конденсата, который образуется в восходящем потоке. Часть этого общего конденсата предоставляется на основе эмпирических формул, связывающих вертикальный сдвига ветра и высоту облачности. Эта часть этого общего конденсата эффективно определяет относительные величины между потоками после того, как будут указаны другие параметры критического нисходящего потока. Эти «другие параметры» включают в себя начальный и конечный уровни нисходящего потока, профиль относительной влажности, а также характеристики и количество захваченного воздуха. Предельный расход определяется для того, чтобы начать с уровня минимальной эквивалентной потенциальной температуры насыщения θ_{es} в облачном слое со смесью восходящего потока и окружающего воздуха. Он перемещается вниз в лагранжевом смысле с заданной скоростью увлечения (захватывая только окружающий воздух) и фиксированной относительной влажностью на 100% выше облачной базы и на 90% ниже облачной базы. Прерывание прекращается, если воздух становится более теплым, чем его окружающая среда, или если он достигает поверхности. Он вынужден задерживаться в окружающей среде внутри и сразу над конечным уровнем, так как что минимальная высота слоя удержания такая же, как минимальная высота USL, 60 гПа.

Для компенсации восходящих и нисходящих потоков в восходящих потоках и нисходящих потоках требуются потоки окружающей среды, так что чистый поток конвективных масс на любом уровне в столбце равен нулю.

Уровень замыкания

В принципиальных терминах схема KF перестраивает массу в колонке, пока не будет удалено по меньшей мере 90% потенциальной энергии конвекции (CAPE). CAPE вычисляется традиционным способом, используя поднимающийся поток воздуха, с характеристиками USL. CAPE удаляется комбинированными эффектами снижения θ_e в USL и увеличением температуры окружающей среды. Конвективная шкала времени или период релаксации основана на адвективной

шкале времени в облачном слое с верхним пределом в 1 ч и нижним пределом 0,5 ч. Схема возвращает конвективные тенденции температуры, соотношения смешивания водяного пара и соотношения смешения влаги. По умолчанию частицы конвективного осаднения просто накапливаются на поверхности, но есть возможность активировать обратную связь осаднения на уровне, который он образует. «Коммутатор» может быть установлен на любое значение от 0 (без обратной связи) до 1 (100% обратная связь).

Схема Yonsei University (YSU) — нелокальная схема, описывающая пограничный слой и учитывающая вовлечение и параболический профиль метеорологических величин в неустойчивом пограничном слое атмосферы [116].

Определение высоты границы пограничного слоя h определяется выражением:

$$h = \text{Rib}_{\text{cr}} \frac{Q_{va} |U(h)|^2}{g [Q_v(h) - Q_s]} \quad (2.8)$$

где Rib_{cr} это критическое число Ричардсона, $U(h)$ - это значение горизонтальной скорости ветра на высоте h , Q_{va} это значение потенциальной температуры на первом модельном уровне, $Q_v(h)$ - это значение потенциальной температуры на высоте h , Q_s - соответствующая температура на поверхности. Значение температуры Q_s рассчитывается по формуле:

$$Q_s = Q_{va} + Q_T \left[= b \frac{(w'Q'_v)_0}{w_s} \right], \quad (2.9)$$

где Q_T это виртуальный добавок вблизи поверхности, w_s масштаб скорости перемешивания ($u_*^{-1} m$, u_* является масштабом поверхностной скорости трения, это функция профиля ветра в приземном слое атмосферы). $(w'Q'_v)_0$ это виртуальный поток тепла с поверхности, коэффициент пропорциональности b равен 7,8.

Первое значение h рассчитывается без учета виртуального добавка. Эта первая оценка h используется для вычисления ϕ_m и w_s . При использовании w_s и Q_T , h является завышенной характеристикой. Завышенная расчетная высота h определяется путем проверки стабильности между поверхностным слоем (самый

низкий уровень модели) и уровнями выше. Число Ричардсона число между поверхностным слоем и уровнем z определяется по формуле:

$$\text{Rib}(z) = \frac{g[Q_v(z) - Q_s]z}{Q_{va}U(z)^2}, \quad (2.10)$$

где Rib_{cr} это критическое значение, равное 0,5. Рассчитанное Rib на уровне z сравнивается с Rib_{cr} . Значение h , соответствующее Rib_{cr} рассчитывается на основе линейной интерполяции между двумя соседними модельными уровнями. Таким образом, эффекты вовлечения описываются процессами смешения между нижним уровнем инверсионного слоя и h .

Несмотря на важность определения h , при использовании описанного выше подхода существует некоторая неопределенность получаемых оценок. Иногда значение Q_t становится слишком завышенным (когда ветер на поверхности очень слабый), что приводит к нереалистично высокому значению h . По этой причине устанавливается предельно-допустимое значение для Q_t равное 3 K . С другой стороны, значение h также может быть слишком завышено, при условии, что скорость ветра на уровне z слишком высокая. Завышенные значения h также могут быть связаны с ненулевым значением Rib_{cr} [117].

Процессы в почве описаны с использованием *схемы Noah Land Surface Model*, которая учитывает распространение влаги и тепла в почве в четырех подслоях, а также описывает эффекты от растительности, снежного покрова и физику мерзлого слоя почвы [110, 118]. Эта схема, описывающая процессы в почве является результатом крупных совместных усилий NCEP, NCAR, AFWA и OSU. При использовании *схемы Noah Land Surface Model* в материнскую модель попадают следующие расчетные характеристики (рис.2.5): поверхностный тепловой поток (Q_s), поверхностный скрытый поток тепла (Q_e), восходящее длинноволновое излучение (Q_{Lu}), восходящее (отраженное) коротковолновое излучение (как альтернатива применяется альbedo подстилающей поверхности) (aQ_s)

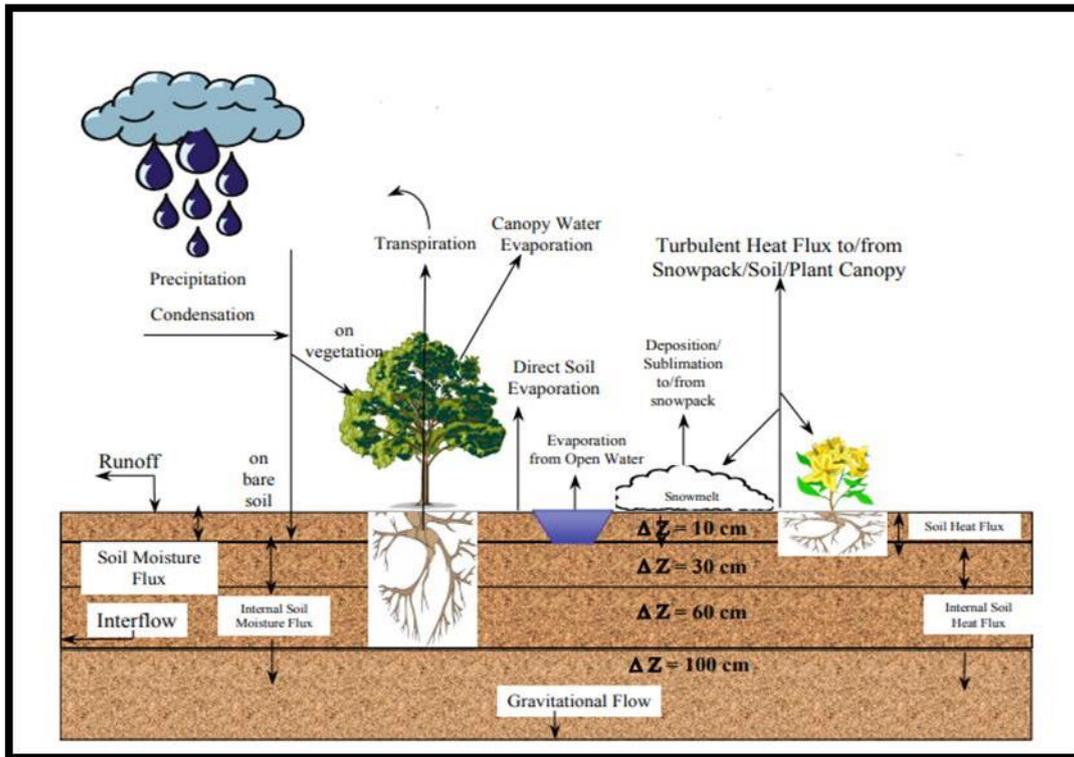


Рис.2.4 – Процессы, происходящие в почве, описанные схемой Noah Land Surface Model [110].

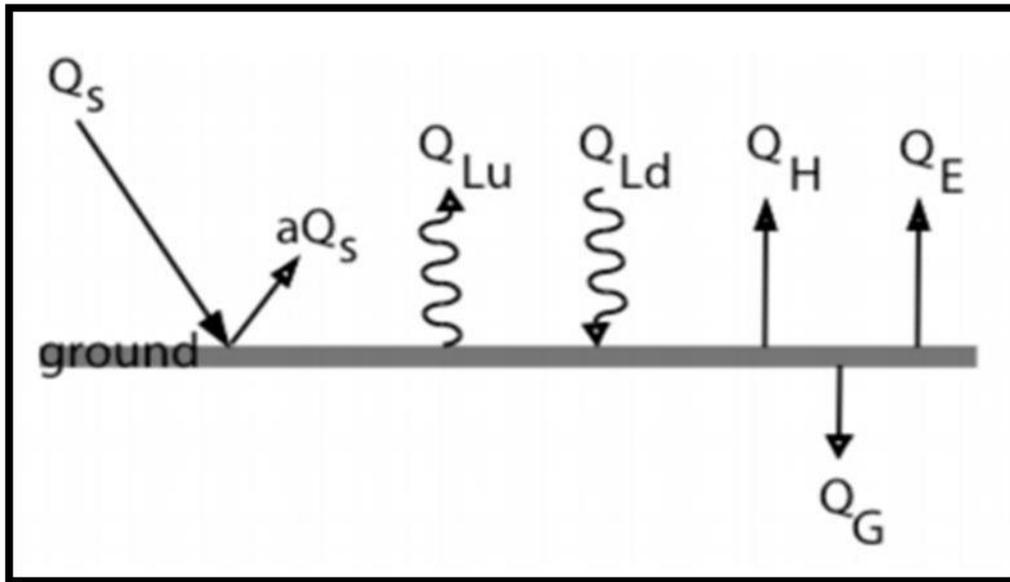


Рис.2.5 — Расчетные характеристики схемы Noah Land Surface Model

В схеме используются два важных механизма движения:

- Молекулярная проводимость тепла, основных трассеров и импульса, которые вызывают обмен между поверхностью почвы и тонким слоем прилегающего

воздуха (диффузионность для импульса, тепла и водяного пара составляет порядка $10^{-5}\text{м}^2\text{с}^{-1}$)

- Турбулентные потоки (коэффициент диффузии является функцией высоты, скорости ветра, трения, неустойчивости и составляет порядка $100\text{ м}^2/\text{с}$), которые намного превышают ($10^4 - 10^5$ раз) молекулярную диффузию.

Для учета коротковолнового излучения использовались схема Dudhia [119], а длинноволнового — схема RTMM [120].

Химическая схема RADM2.

Для учета влияния молниевой продукции окислов на химию нижней атмосферы необходимо, с одной стороны, максимально полно описать процессы формирования озона в условиях наличия природных и антропогенных источников окислов азота и углеводородов, а с другой стороны, использовать рациональную, в вычислительном смысле, химическую схему. В настоящей работе используется схема RADM2, которая включает в себя неорганические и органические соединения. Неорганические соединения представлены 14 устойчивыми видами, 4 реакционноспособными промежуточными соединениями и 3 устойчивыми соединениями (кислород, азот и водяной пар). Атмосферные органические соединения представлены 26 устойчивыми видами и 16 пероксильными радикалами. Константа скорости для важных последовательных конечных реакций HO с HO_2 основана на работах [121-124]. Модель с использованием схемы RADM2 позволяет моделировать поля метана (CH_4), монооксида углерода (CO), озона (O_3), гидроксильного радикала (OH), гидропероксильного радикала (HO_2), оксида азота (NO), азотной кислоты, перекиси водорода (H_2O_2), метиловой перекиси водорода, формальдегидов (CH_2O), диоксида серы, аммиака, аэрозольного сульфата и т.д. [121,125].

Озон, попадающий в тропосферу из стратосферы или образованный локально в тропосфере, посредством фотолиза образует атомы возбужденного кислорода O^1D . Часть атомов O^1D взаимодействуют с кислородом или азотом, в результате чего появляются атомы O^3P , другая часть атомов O^1D

реагирует с H₂O с последующим образованием гидроксильного радикала (HO). HO вступает в реакцию и с органическими, и с неорганическими соединениями. В результате химической реакции HO с CO образуется HO₂ радикал, который может либо вступать в химическую реакцию с NO и преобразовывать его в NO₂, либо самостоятельно участвовать в образовании пероксидного радикала, либо взаимодействовать с другими органическими пероксидами. Химическая цепочка завершается фотолизом NO₂, который производит озон [121]. Реакционное уравнение RADM2 основано на предположении, что влияние выбросов VOC (volatile organic compounds — летучие органические вещества) на результаты моделирования пропорционально количеству соединений, реагирующих ежедневно. При таком предположении в модели используется весовой коэффициент, применяемый к выбросам соединений с разной скоростью реакций (уравнение 2.8).

$$F = \frac{1 - \exp(-k_{HO \text{ Emit}} \times \int [HO] dt)}{1 - \exp(-k_{HO \text{ Model}} \times \int [HO] dt)} \quad (2.8)$$

$k_{HO \text{ Emit}}$ это константа скорости для реакции HO с отдельным соединением, $k_{HO \text{ Model}}$ это константа скорости HO для модельных соединений RADM2, $\int [HO] dt$ это суточная осредненная интегрированная концентрация HO радикалов. Основываясь на результатах RADM моделирования с периодом от 2 до 3 дней, значение $\int [HO] dt$ оценивается как 110 ppt. Стоит отметить, что реакционный весовой коэффициент становится равным 1, если и выбросы, и модельные соединения обладают высокой реакционной способностью [121].

3 .Глобальные эффекты взаимосвязей между грозовой активностью, составом атмосферы и температурой

3.1 Результаты моделирования формирования окислов азота молниевое происхождения (LNO_x)

На рисунке 3.1 приведены результаты моделирования с использованием трех методов параметризации количества молниевых вспышек в сравнении со спутниковыми данными, полученными с помощью оптических детекторов ОТД и LIS [32].

В варианте (б) использовалась высота верхней границы облака, облако считалось грозовым, если его высота верхней границы выше нижнего σ -уровня слоя, в котором температура достигает -22 °С. Также применялся калибровочный коэффициент, разработанный в работе [30] на основе данных ISCCP, для учета пространственного разрешения модели, так как итоговые значения могут быть занижены за счет того, что с увеличением размера ячейки максимальная высота облака будет уменьшаться, поскольку она рассчитывается, как средняя по ячейке. Однако данный коэффициент не обеспечил достаточного приближения к количеству спутниковых вспышек, и в дальнейшем молниевая активность нормировалась к значению 44 всп/с [31].

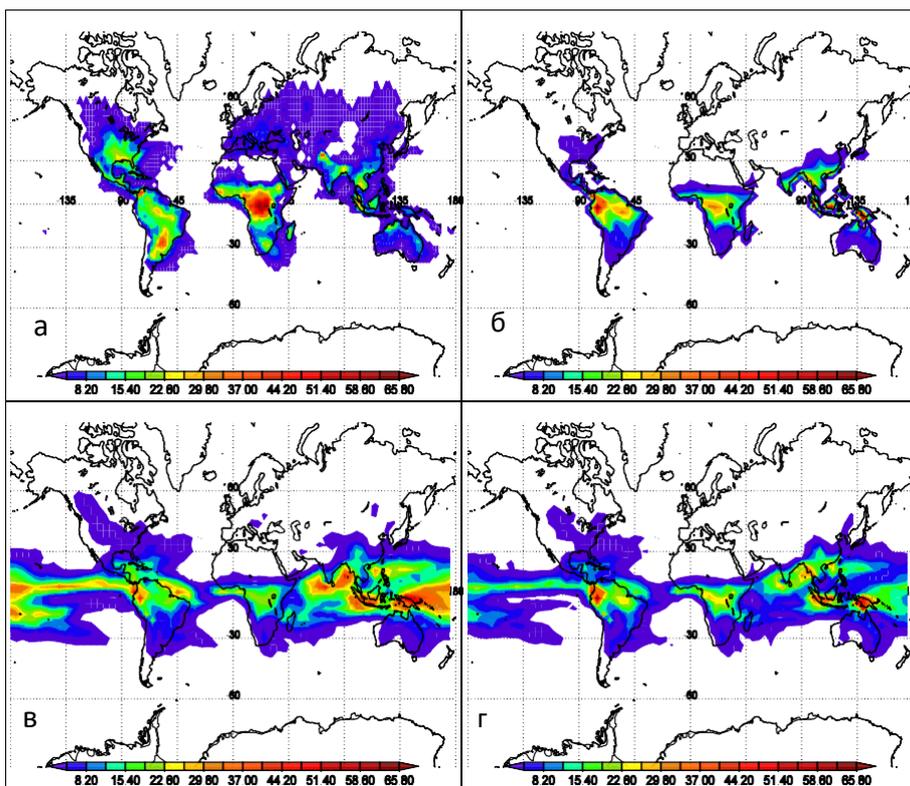


Рисунок 3.11 — Средняя частота молниеобразования (количество вспышек/км²/с): спутниковые данные (а), результаты моделирования с параметризацией на основе высоты верхней границы облака (б), на основе толщины слоя холодного облака (в), на основе конвективных осадков (г)

В варианте (в) использовалась толщина слоя облака между нулевой изотермой и верхней границей. Следует отметить, что авторы утверждали, что данная параметризация не требует различия по типу поверхности на континентальные и морские грозы, однако в их работе не осуществляется применение полученного соотношения для глобальных оценок.

В последнем варианте (г) использовались конвективные осадки за 6 часов (мм в день). Поскольку с помощью данной параметризации определялось только количество разрядов облако-земля (ОЗ), то для расчета общего количества принималось предположение, что вспышки облако-земля составляют 25% от общего количества, остальную часть занимают внутриоблачные (ВО) вспышки, куда также относятся разряды облако-облако и облако-воздух [2, 26]. Также по

рекомендации авторов в связи с особенностями параметризации в случаях, когда конвективные осадки были меньше 7 мм/день, частота молниеобразования устанавливалась равной 0, а верхняя граница лимитировалась значением 90 мм/день.

Анализируя результаты, можно отметить явную необходимость разделения в подобных параметризациях по типу поверхности, поскольку вариант (в) показал наихудшие результаты, как в распределении, так и в величине выбросов. В целом, во всех трех случаях имеет место недооценка молниеобразования в Африке, центральной части Южной Америки и значительная переоценка в Юго-Восточной Азии. Подобная ситуация наблюдается и в других работах, например [10, 28, 30], причем также и при использовании параметризаций на основе других характеристик конвекции. Данные три зоны являются основными очагами молниеобразования, из которых (1) Африка является наиболее продуктивным, затем следует (2) Южная Америка и, наконец, (3) Юго-Восточная Азия. Однако противоположное распределение наблюдается для осадков: (1) Юго-Восточная Азия, (2) Южная Америка и (3) Африка, следовательно, меньшее количество осадков подразумевает большее количество молний. Также это подтверждается в ряде работ [12, 28], где анализируется влияние цикла Эль-Ниньо, в течение которого, при более засушливых условиях в Юго-Восточной Азии возрастает молниевая активность.

Это отношение не фиксируется ни одной параметризацией, что связано с тем, что при засушливых условиях грозовые облака мощнее, но происходят реже, чем при более влажных, а поскольку разрешение глобальных моделей позволяет получить лишь среднее в ячейке значение, то экстремальные для мощных гроз скорости и высоты будут существенно сглаживаться. Поэтому также плохо отображается молниевая активность в местах действия мезоконвективных комплексов в Южной и Северной Америке, что опять-таки говорит как о несовершенстве параметризаций молний, так и конвективной схемы.

Было решено использовать в дальнейшем параметризацию на основе высоты верхней границы облака, как имеющую наименьшие отклонения от

спутниковых данных. Также она лучше других воспроизводит вспышки над океанами, что немаловажно, поскольку именно над океанами отмечаются основные тренды в изменении конвекции.

В последние годы с появлением достаточных рядов измерений молниевой активности наметилась тенденция к использованию этих данных для корректировки параметризаций [32 – 33].

Приборы OTD и LIS, измерения которых представляют на данный момент наиболее полную картину глобального распределения молний, имеют ряд различий. Во-первых, прибор OTD функционировал лишь с 06.1995 по 03.2000, а данные по LIS доступны с 01.1998, во-вторых, они отличаются эффективностью обнаружения молний и зоной покрытия. LIS имеет меньшую зону покрытия ($\pm 35^\circ$ вместо $\pm 75^\circ$ у OTD), однако гораздо большую эффективность (85% вместо 50% у OTD), и поскольку 77% вспышек происходит именно в диапазоне $\pm 30^\circ$, то информация с LIS является не менее репрезентативной, чем с OTD [26].

С сайта ghrc.nsstc.nasa.gov были скачаны ряды среднемесячной молниевой активности длиной в 131 месяц с 06.1995. Однако модельные расчеты велись лишь с 1979 до конца 2004 года, так как именно для этого периода модель была настроена для участия в эксперименте сравнения моделей AMIP-2, в котором она показала хорошие результаты. Был выделен промежуток в 12 полных лет, в которых спутниковые и модельные данные совпадали, и затем эти ряды были проинтерполированы в узлы модельной сетки $4 \times 5^\circ$.



Рисунок 3.2 – Механизм корректировки модельной грозовой активности с помощью спутниковых данных. F'_{mod} – модельные вспышки без корректировки, F'_{sat} – спутниковые вспышки, F_{mod} – итоговые модельные вспышки с учетом корректировки.

Затем для каждого узла модельной сетки были рассчитаны отношения модельных молний к спутниковым в каждый момент времени и проведено осреднение по месяцам. В случаях, когда модельные значения были равны нулю, коэффициент принимался равным спутниковому значению. Таким образом, были получены веса для каждой модельной точки, которые должны корректировать результаты параметризации. Далее возник вопрос, как использовать эти веса в точках, где модельные вспышки в данный момент времени равны нулю. С одной стороны, как делалось и в других работах [25], принимая в этом случае модельные вспышки равными самому коэффициенту, мы получаем наиболее точное приближение к спутниковым данным и в пространственном отношении, и во временном. С другой стороны, мы тем самым теряем обратную связь между конвекцией и изменением климата, на изучение которой и была нацелена данная работа. Поэтому было решено в точках, где в модели не развивается конвекция, количество вспышек также принять равным нулю (рисунок 3.2). Из результатов, приведенных на рисунке 3.3, видно, что мы получили хорошее приближение к спутниковым данным (см. рисунок 1(а)), позволяющее вдобавок учесть обратные связи. В средних широтах Северного полушария все же отмечается некоторая недооценка, это связано с тем, что конвективная схема таким образом воспроизводит конвекцию в этом регионе, а смена конвективной схемы – процесс трудоемкий, и в рамках этой работы не предполагалась.

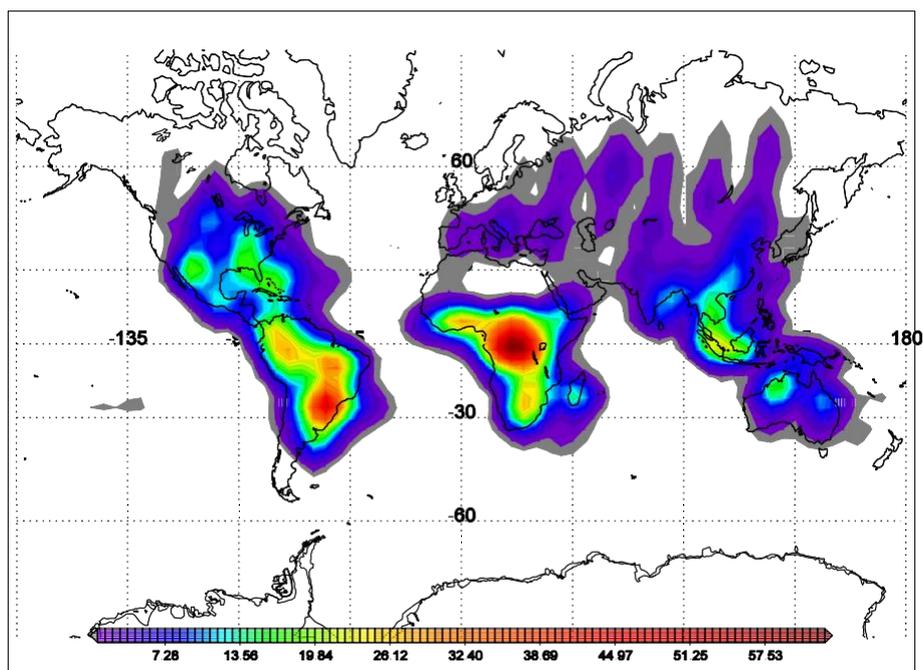


Рисунок 3.3 - Модельная средняя частота молниевой активности с использованием параметризации на основе высоты верхней границы облака и весовых коэффициентов

Сравнение годового хода общего количества молниевых вспышек показано на рисунке 3.4. Фазовый сдвиг между модельными и спутниковыми данными вызван значительной недооценкой моделью вспышек средних широт Северного полушария. После применения корректировочного механизма количество вспышек в Северном полушарии возрастает, однако внутригодовая изменчивость все еще отображается довольно плохо. Для ее улучшения были дополнительно рассчитаны коэффициенты для двух полушарий, однако, в этом случае горизонтальное распределение описывается хуже по сравнению со спутниковыми данными. В связи с чем, для выполнения дальнейших расчетов необходимо находить некоторый компромисс между двумя этими характеристиками изменчивости молниевой активности.

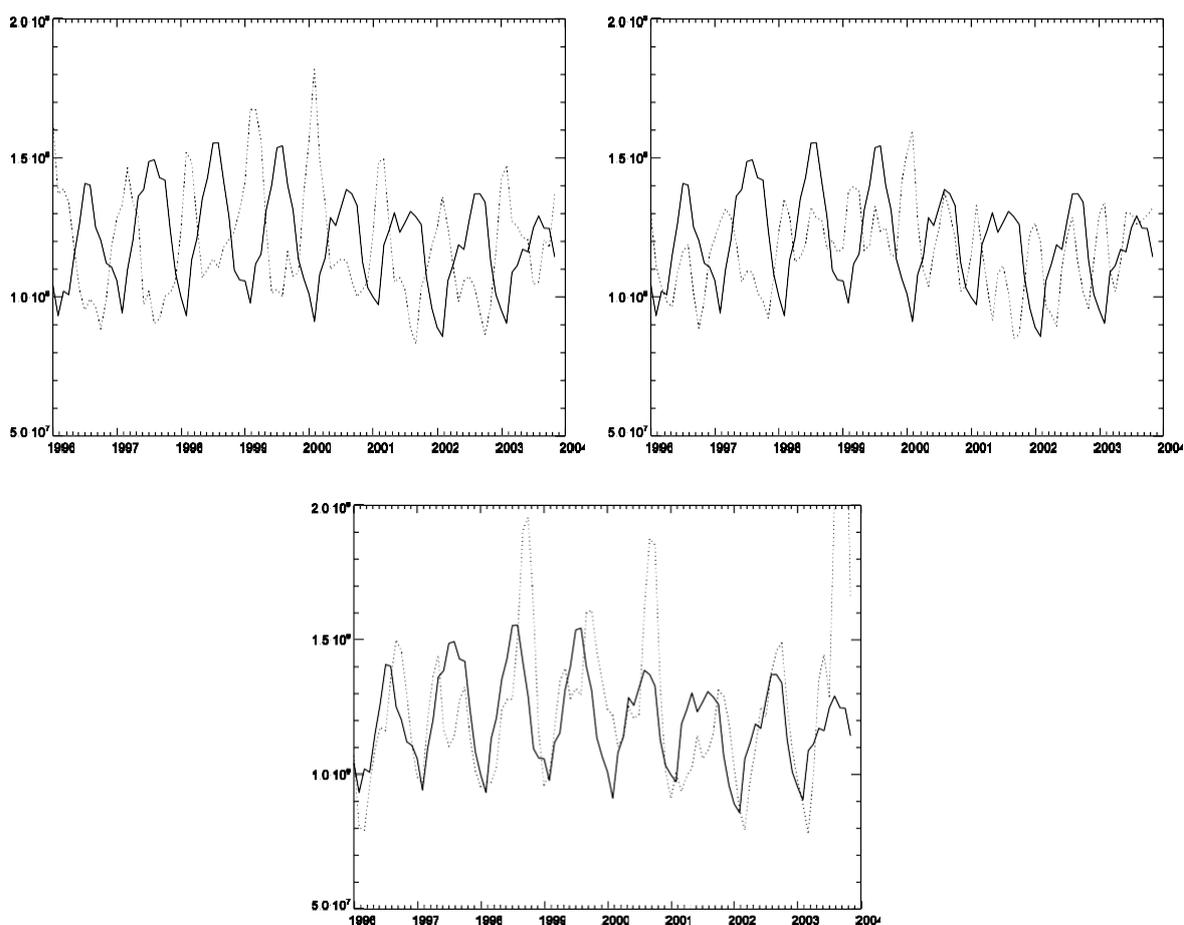


Рисунок 3.4 - Годовой ход глобального количества молниевых вспышек.

Сплошной линией – модельные данные, пунктирной – спутниковые. Слева сверху – без корректировки, справа сверху – с учетом корректировки, внизу - с применением дополнительных коэффициентов по полушариям

Далее, переходя ко второй части параметризации, стоит отметить, что для определения количества LNO_x принимается предположение, что, поскольку не производится расчета никаких физических характеристик молний, то все они принимаются равными, то есть производящими одинаковое количество окислов азота. Широко обсуждается лишь разделение на внутриоблачные разряды, куда входят также разряды облако-облако и облако-воздух, и разряды облако-земля [2], поскольку ВО разряды долгое время считались менее продуктивными с точки зрения образования NO_x , чем разряды ОЗ. Для расчета отношения числа ВО и ОЗ разрядов обычно используется дополнительная параметризация на основе толщины слоя холодного облака. Однако в результатах последних исследований

[127] отмечается, что продуктивность ВО и ОЗ вспышек примерно одинаковая, что несколько упрощает задачу, поскольку не требуется использования дополнительной параметризации для определения доли ВО вспышек.

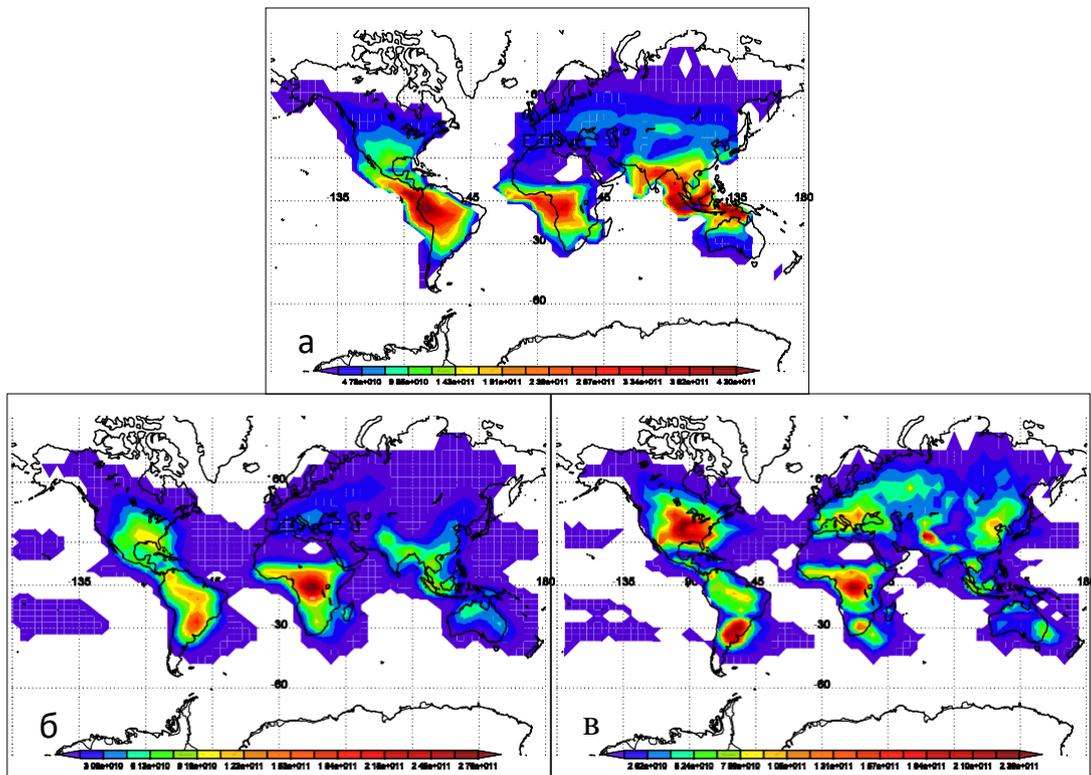


Рисунок 3.5 - Молниевая продукция окислов азота (кол-во молекул/см²/с): распределение, ранее использовавшееся в модели (а), новое распределение (б), распределение при условии, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных (в)

В качестве количества окислов азота, производимого одной вспышкой, была выбрана величина $15 (2 - 40) \times 10^{25}$ молекул NO_x . Эта величина была получена из обзора множества работ, посвященных проблеме генерации NO_x в каналах молнии [2]. Также в нескольких работах [128 - 130] было отмечено, что среднеширотные вспышки являются в 4 раза продуктивнее экваториальных, однако этот результат является скорее предположением и применять его в моделях следует с осторожностью.

В итоге были получены два новых горизонтальных распределения молниевых окислов азота, которые отличаются от климатических оценок, использовавшихся ранее, перераспределением по очагам молниевой активности в

Африке, Южной Америке и Юго-Восточной Азии, что видно на рисунке 3.5, и смещением значительной части выбросов в верхние широты (рисунок 3.6). Распределение (б) от распределения (в) отличается большей долей этого смещения.

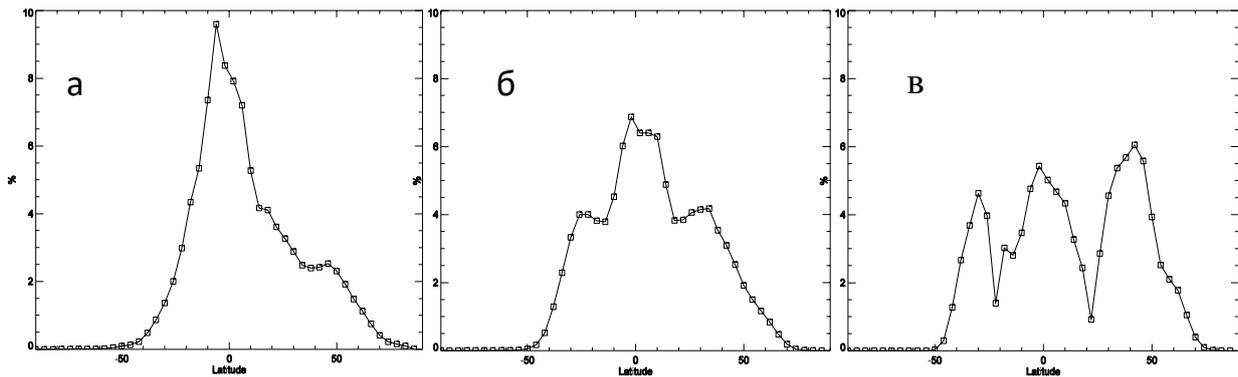


Рисунок 3.6 - Молниевая продукция окислов азота в зависимости от широты ($\%/4^\circ$ от общего количества LNO_x): распределение, ранее использовавшееся в модели (а), новое распределение (б), распределение при условии, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных (в)

Разрешающая способность глобальных моделей не позволяет описывать форму отдельных молний, поэтому для вертикального распределения LNO_x в глобальных моделях используются вертикальные профили, представляющие собой общую модель результирующей продукции LNO_x в облаке. До настоящего времени использовались различные формы профилей. В ранних работах образовавшееся количество LNO_x распределялось по высоте однородно, однако затем было показано, что как величина LNO_x , так и ее вертикальное распределение может существенно повлиять на концентрации тропосферных малых газов. Профили строятся с помощью облако-разрешающих моделей, для того чтобы учесть перенос LNO_x внутри облака [130].

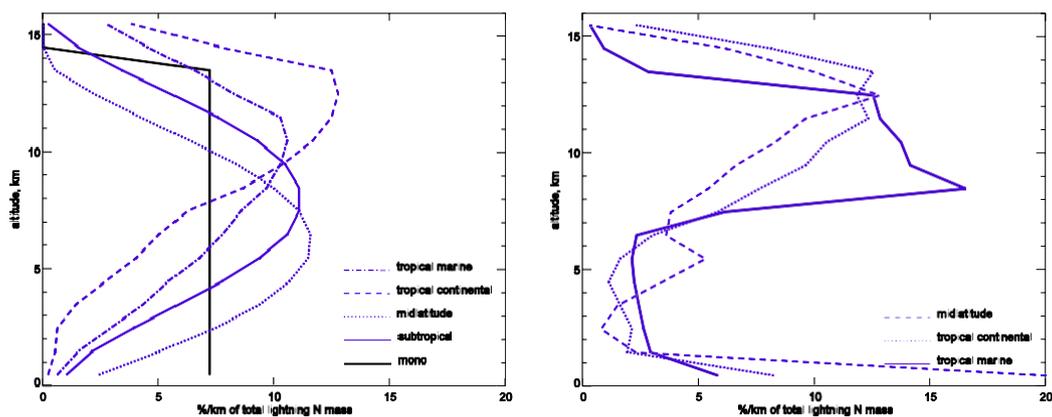


Рисунок 3.7 - Вертикальные профили результирующей продукции LNO_x : монопрофиль, С-образный профили (справа), более поздние профили (слева)

Наблюдения показывают, что часть LNO_x высвобождается из облака в окружающее пространство через наковальню, а часть LNO_x переносится вниз посредством нисходящих потоков. Поэтому ранние профили имеют форму буквы «С» (C-shaped profile), имея максимумы у земли и в верхней тропосфере. Наиболее распространенными являются профили, основанные на работе [130] (Рисунок 3.7 (справа)). Большинство LNO_x в этих профилях располагается выше 8 км, а второй максимум находится в пограничном слое.

Наличие LNO_x у земли сложно проверить из-за ряда причин, в частности более короткого времени жизни NO_x и более высокого его фонового содержания. Поэтому данные наблюдений, которые могли бы подтвердить поступление LNO_x с нисходящими потоками в пограничный слой, отсутствуют. Более того, недавние наблюдения и модельные исследования не обнаруживают сколь-нибудь существенного максимума у земли [27], поэтому были построены новые профили, с использованием трехмерной модели [127]. Полученные вертикальные профили оказались обратными С-профилю, показав, что лишь малая часть LNO_x находится у поверхности (<7% в средних широтах и <3% в субтропиках), а большая часть остается в средней и верхней тропосфере, причем на более низких высотах, чем в [126].

3.2 Исследование чувствительности атмосферы к перераспределению продукции молниевых окислов азота

Для оценки влияния вариации распределения LNO_x на атмосферу с моделью были проведены расчеты для каждого случая на 25 лет с 1979 по 2003 гг. Данный период брался, во-первых, потому что он совпадает с выбранным для эксперимента АМИП-2, что позволило определить граничные условия для динамических характеристик модели, во-вторых, в связи с тем, что граничные условия поверхностных выбросов атмосферных газов для этого периода определены в сценариях ВМО-2006, а в-третьих, из-за того, что валидация используемой ХКМ проводилась для этого периода времени [80], что позволило провести исследование на фоне проверенного хорошего соответствия результатов моделирования и измерений. Расчеты проводились без учета обратной связи, с фиксированными значениями выбросов на уровне 1979 года.

В качестве примера на рисунках 3.8, 3.9 и 3.10 приведены результаты одного из проведенных экспериментов. Показана реакция газового состава и температуры атмосферы на изменение горизонтального распределения с варианта, приведенного на рисунке 3.5(а), на вариант 3.5(в).

Выполненные расчеты показали высокую чувствительность атмосферы к молниевому источнику окислов азота. Показано, что изменения в концентрации NO_x вследствие вариации горизонтального и вертикального распределения LNO_x могут достигать 50% в тропосфере и до 15% в нижней стратосфере, что приводит к изменению содержания озона на несколько процентов на высотах максимума его содержания и до 5% в тропосфере и верхней стратосфере. Изменения концентрации гидроксильного радикала ОН достигали 20%, что может сказаться на очистительной способности атмосферы.

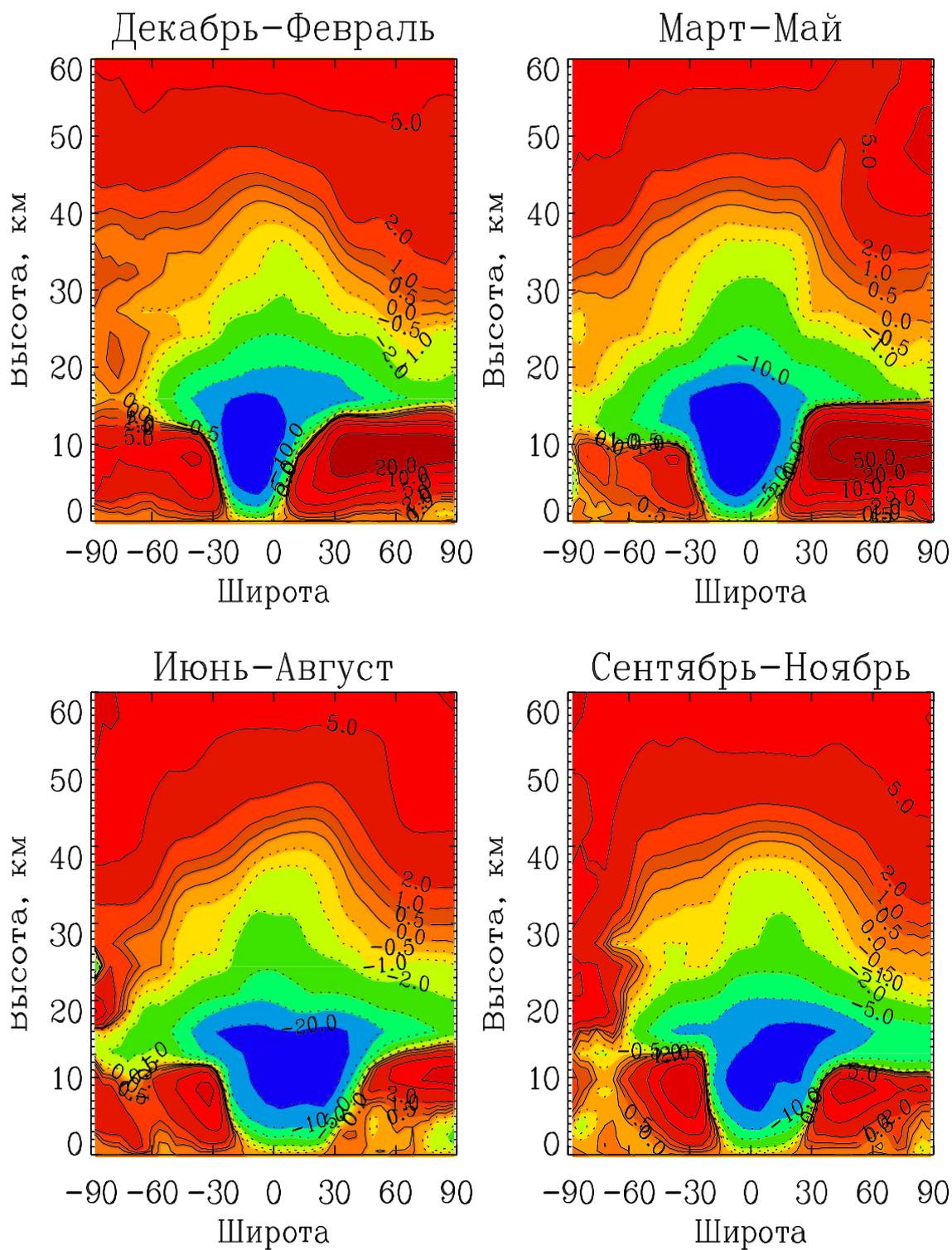


Рисунок 3.12 - Процентное изменение концентрации NO_x при изменении распределения с 5 (а) на 5 (в)

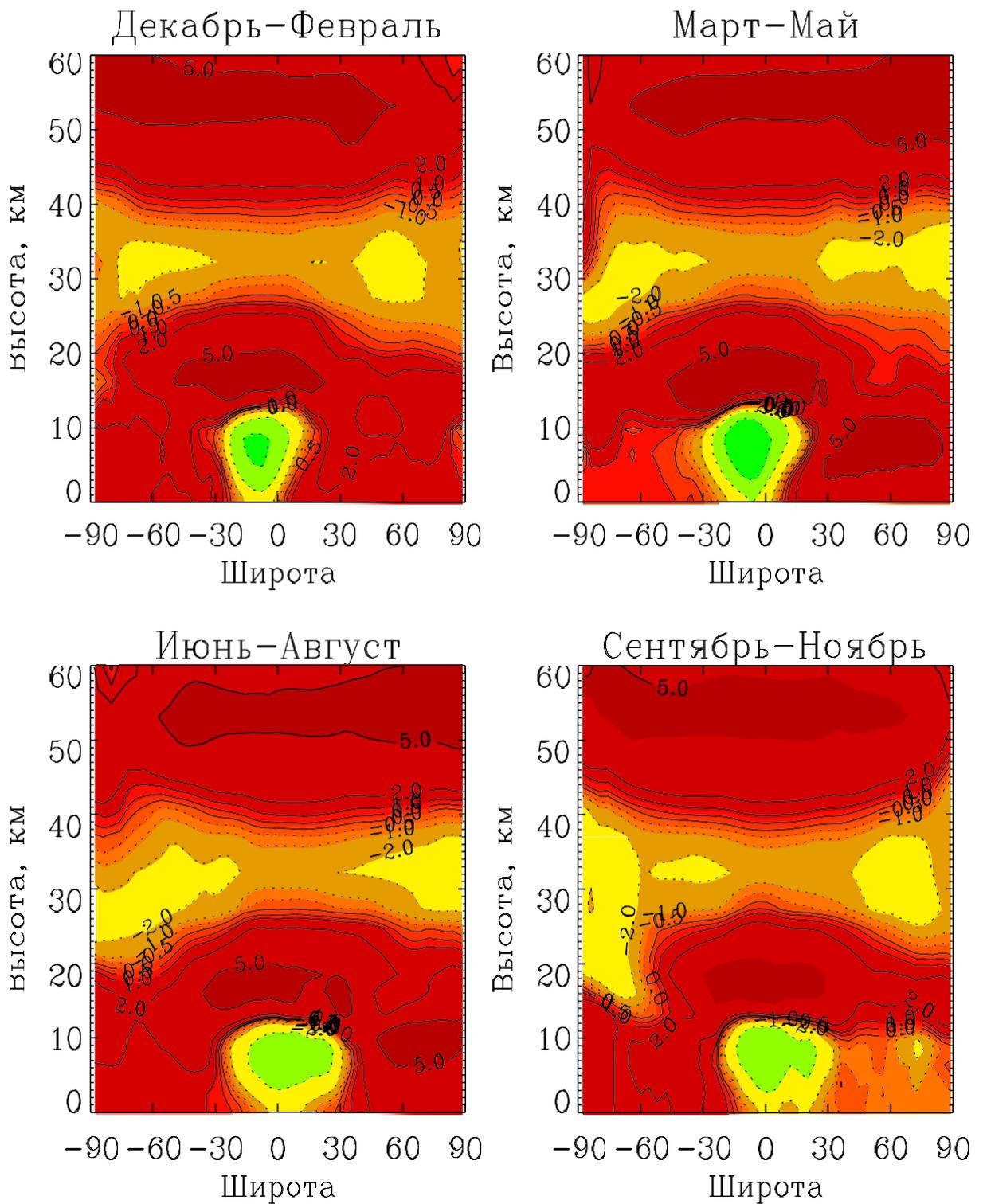


Рисунок 3.13 - Процентное изменение концентрации озона при изменении распределения с 5 (а) на 5 (в)

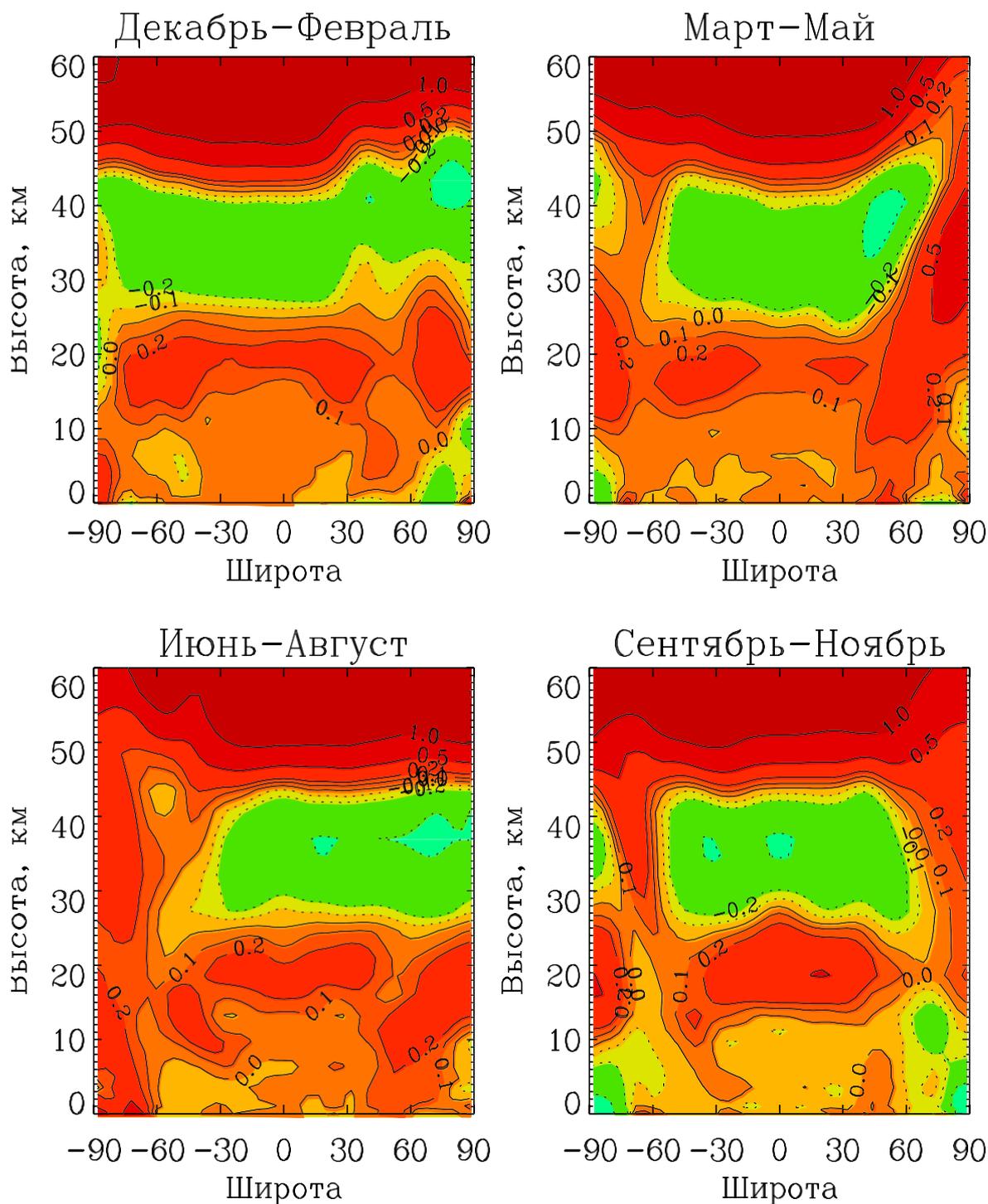


Рисунок 3.14 - Изменение температуры при изменении распределения LNO_x с 5 (а) на 5 (в)

Изменение поля озона влечет за собой изменение нагрева и охлаждения, вследствие чего меняются потоки тепла и массы, которые, в конечном счете, приводят к изменению температуры [33]. Вариации температуры в среднем за

период отмечаются до 0,5 °С в стратосфере и до 0,2 °С в тропосфере. Атмосфера наиболее чувствительна к LNO_x в полярных областях стратосферы, а именно в полярных областях наблюдаются тревожные изменения в концентрации озона, называемые озоновыми дырами. Стоит отметить, что приведенные выше оценки являются средними за период 25 лет, а в отдельные годы, наблюдаемые изменения могут достигать гораздо больших значений.

Также полученного изменения в температуре может быть достаточно для изменения глобальных и локальных условий формирования грозных облаков, и таким образом может образоваться обратная связь между изменением температуры и газового состава атмосферы за счет LNO_x и изменением самой молниевой активности.

Интересным образом происходит взаимодействие окислов азота с озоном в стратосфере. Если в тропосфере мы видим четкую положительную обратную связь между изменениями содержания NO_x , O_3 и OH , то есть эффект образования озона за счет появления дополнительного количества атомарного кислорода явно преобладает над эффектом его разрушения в каталитических циклах, то в стратосфере все гораздо сложнее. В стратосфере суммарный эффект на озон во многом определяется реакциями окислов азота с другими озоноразрушающими компонентами, такими как ClO_x , Br_x и HO_x , поскольку результатом этого взаимодействия являются резервуарные компоненты HNO_3 , $ClONO_2$ и $BrONO$, связывающими как сами окислы азота, так и другие разрушители азота [45]. Таким образом, поскольку на разных высотах скорость гибели озона в этих циклах разрушения стратосферного озона разная, то и эффект, оказываемый на озон, разнится в зависимости от высоты. Так в нижней части стратосферы при уменьшении концентрации NO_x отмечается увеличение содержания озона, несмотря на повышение концентрации OH , который является более эффективным разрушителем озона на этих высотах. Также в предыдущей работе отмечалось обратная ситуация, когда при 100% увеличении NO_x в нижней стратосфере концентрация озона увеличивалась примерно на 10%. То есть суммарный эффект,

оказываемый на озон в нижней части стратосферы, нелинейный и может варьироваться в зависимости от величины изменения NO_x вплоть до смены знака.

В нижней части средней стратосферы уменьшение концентрации озона определяется сначала увеличением концентрации OH на фоне снижения концентрации NO_x , а в верхней части средней стратосферы концентрация нечетного азота начинает расти и уменьшение концентрации озона определяется уже именно этим, поскольку скорость разрушения озона в азотном каталитическом цикле максимальна как раз на этой высоте. Увеличение содержания озона в верхней стратосфере происходит на фоне увеличения содержания NO_x и определяется образованием ClONO_2 и уменьшением содержания ClO , наиболее эффективного разрушителя озона в верхней стратосфере.

Однако, если в низких широтах газовый состав и температурный режим стратосферы определяются в основном химическими факторами, то в верхних широтах ситуация более сложна. Основной особенностью данных областей является образование полярного стратосферного вихря, не освещенного Солнцем зимой и почти не обменивающегося воздухом с окружающими его широтами. Низкие температуры приводят к образованию в нижней стратосфере полярных облаков, состоящих из $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ [131]. Увеличение окислов азота может привести к дополнительному образованию облаков, что, с одной стороны, может привести к дополнительному разрушению озона, но, с другой стороны, увеличение массы облаков скажется на увеличении скорости их оседания в тропосферу, что приведет к вымыванию из стратосферы окислов азота и уменьшит скорость разрушения озона. Для образования HNO_3 NO_2 необходимо прореагировать с гидроксильным радикалом OH , который также является активным разрушителем озона. Таким образом, увеличение концентрации NO_x , связывая гидроксильный радикал, также может уменьшать скорость разрушения озона, особенно на высотах нижней стратосферы, где среди каталитических циклов разрушения озона доминирующим является гидроксильный. Потепление полярной стратосферы в период полярной ночи говорит об изменении притока

тепла из низких широт, поскольку отсутствует нагрев за счет поглощения солнечной радиации, что еще раз подчеркивает важность окислов азота как для атмосферной химии, так и динамики.

3.3 Обратные связи между изменениями состава атмосферы и молниевой активностью

Приведенные выше оценки подтверждают возможность образования условий для изменения факторов, определяющих изменчивость молниевой активности, за счет самой ее изменчивости, и показывают существенное влияние возможных вариаций пространственного изменения на газовый состав и температурный режим атмосферы. Таким образом, представляет интерес роль этой обратной связи в долговременной изменчивости температуры стратосферы, концентраций радиационно-активных газов и молниевой активности.

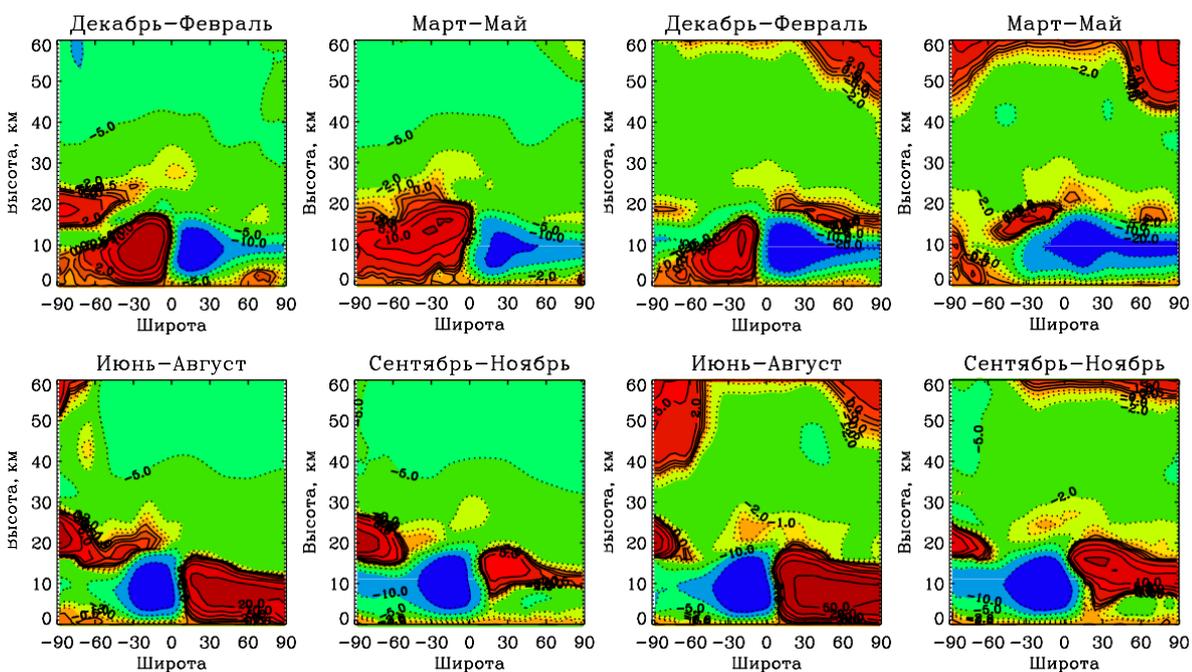


Рисунок 3.15 — Процентное изменение содержания NO_x при включении обратной связи с молниевой активностью. Справа – с учетом предположения, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, слева – без учета

Для оценки этой роли были проведены расчеты с включением обратной связи, то есть по молниевым разрядам, рассчитанным с помощью параметризации на основе максимальной высоты конвективного облака, оценивалась скорость продукции окислов азота, которая затем добавлялась к другим источникам на каждом шаге по времени. Конвекция в модели вызывалась раз в час. Расчеты были проведены для двух случаев: с предположением о том, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, и без него. Для распределения по высоте были использованы профили, приведенные на левой части рисунка 3.11.

Значительные изменения в концентрации нечетного азота при сравнении результатов моделирования с обратной связью и без нее, показанные на рисунке 3.15, отмечаются только в тропосфере и в нижней полярной стратосфере. Причем увеличение выбросов вплоть до 50% происходит в летнем полушарии, а в зимнем, наоборот, всегда уменьшение. Соответственно ведет себя и озон, изменения в концентрации которого, достигают 10% в нижней экваториальной стратосфере и 5% в тропосфере (рисунок 3.16).

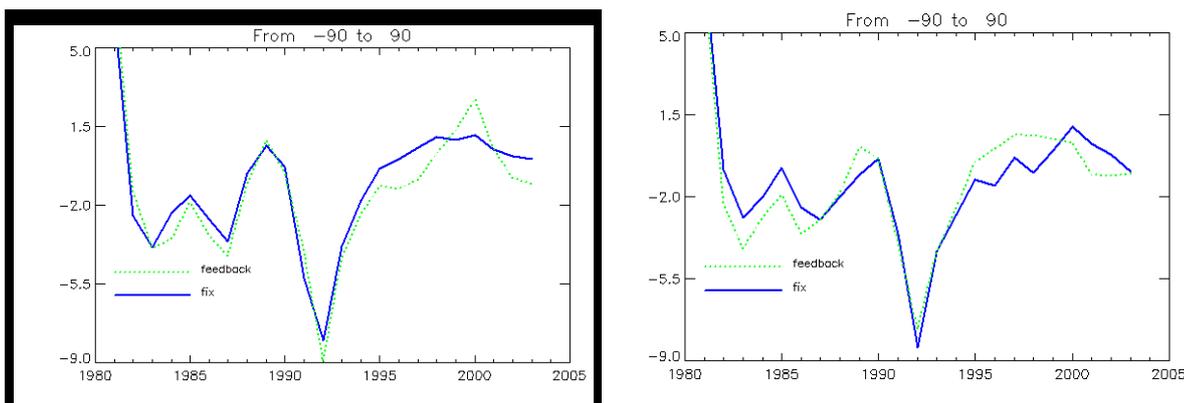


Рисунок 3.16 — Отклонение в процентах от средних значений содержания в столбе от 0 до 90 км NO₂. Синим — результаты моделирования без обратной связи, зеленым — с обратной связью. Справа — с учетом предположения, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, слева — без учета

Стоит отметить, что молниевые окислы азоты могут также снижать концентрации другого парникового газа — метана. Вклады уменьшения нагрева за счет разрушения метана и увеличение нагрева за счет образования озона разнятся

в зависимости от широты и высоты [10]. Этим обуславливается слабое изменение температуры тропосферы. В работе [132] отмечается, что в верхней тропической атмосфере влияние озона на нагрев атмосферы в 6 больше, чем метана, и именно в этой области в результатах моделирования наблюдается максимальный эффект на температуру в тропосфере (рисунок 3.17).

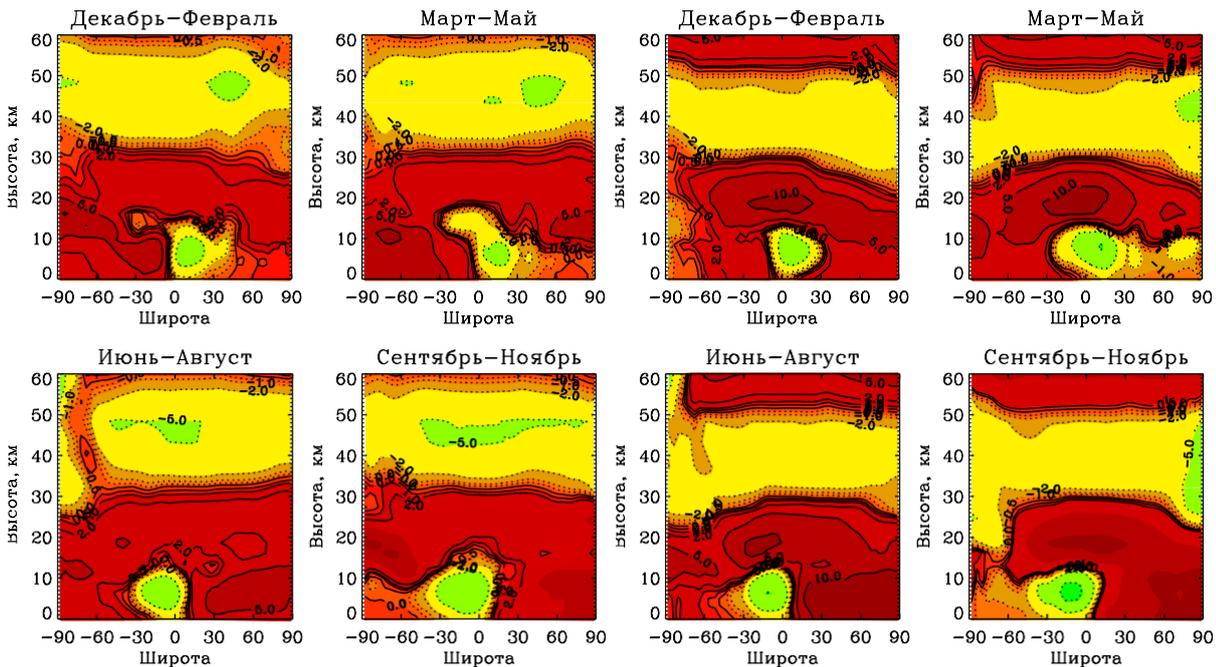


Рисунок 3.17 – Процентное изменение содержания озона при включении обратной связи с молниевой активностью. Справа – с учетом предположения, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, слева – без учета

На рисунках 3.16, 3.18 и 3.19 приведена межгодовая изменчивость общего содержания в атмосфере NO_2 , озона и изменение температуры стратосферы в слое 20-30 км, где наблюдаются наибольшие изменения в концентрации стратосферного озона и температуры. Показано, что исследуемая обратная связь оказывает небольшие, но хорошо выраженные эффекты на временную изменчивость общего содержания NO_2 , за счет чего в межгодовом ходе общего содержания озона отмечаются изменения, сравнимые по величине с изменениями других важнейших факторов, определяющих газовый состав средней атмосферы. В некоторых случаях это приводит к лучшему соответствию данным наблюдений.

Эффект на долгопериодную изменчивость средней температуры стратосферы небольшой, но заметный. Во многом это связано с разной реакцией температуры в разных широтных зонах, компенсирующей при сложении.

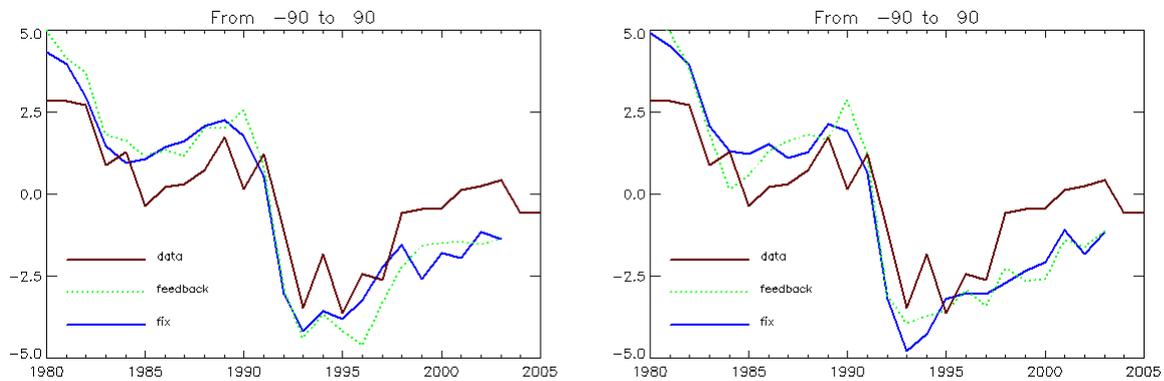


Рисунок 3.18 — Отклонение в процентах от средних значений содержания в столбе от 0 до 90 км озона. Бардовым цветом — данные измерений, синим — результаты моделирования без обратной связи, зеленым — с обратной связью. Справа — с учетом предположения, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, слева — без учета

Большой интерес представляла также межгодовая изменчивость числа молниевых разрядов, в связи с возможным увеличением числа разрядов на 10-15% на каждый 1К потепления, отмечаемым рядом работ. Другие же работы увеличение не фиксировали, и в работе [133], было предположено, что это связано с тем, что во всех моделях, отмечавших этот эффект использовалась параметризация молний на основе высоты верхней границы облака, требующая искусственного разделения по типу поверхности на морские и континентальные грозы. А в результате использования параметризации на основе вертикального потока массы, единой для океанов и континентов, никакого повышения числа разрядов не наблюдалось. Однако стоит отметить, что в работе [85] также использовалась параметризация по высоте облака, однако эффекта увеличения числа разрядов также не было обнаружено. Это позволило предположить, что это различие вызвано скорее не типом параметризации молний, а другими

факторами, возможно, учетом обратной связи с молниевой активностью, потому что именно в работах, где увеличения не наблюдалось, использовались ХКМ с непосредственным расчетом выбросов окислов азота в зависимости от мощности конвекции.

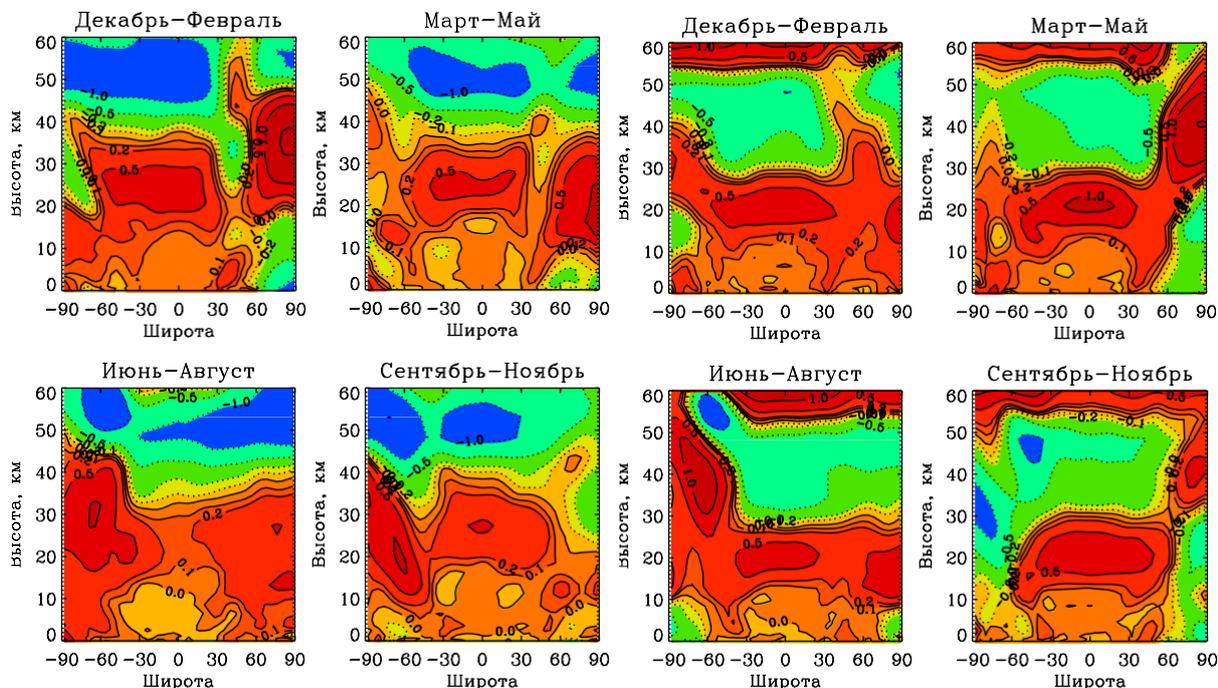


Рисунок 3.19 — Изменение температуры атмосферы при включении обратной связи с молниевой активностью. Справа – с учетом предположения, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, слева – без учета

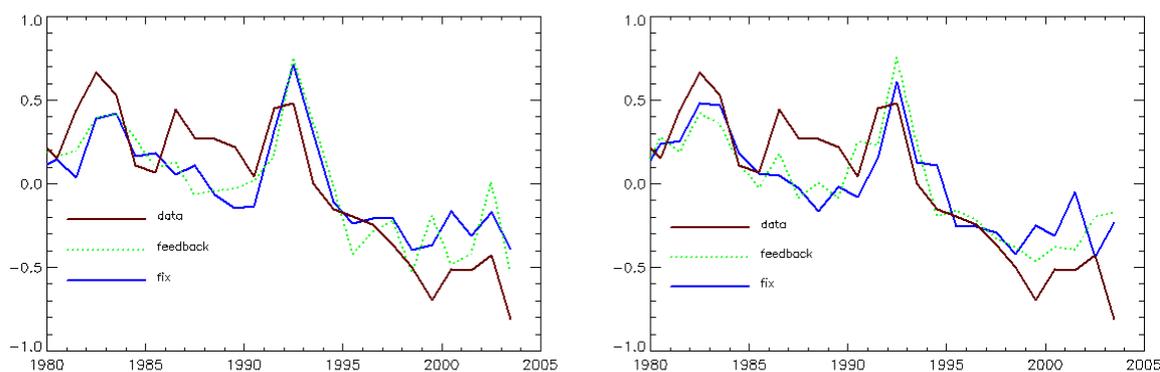


Рисунок 3.20 — Отклонение от средних значений температуры стратосферы в слое 15-30 км. Бардовым цветом – данные измерений, синим – результаты моделирования без обратной связи, зеленым – с обратной связью. Справа – с

учетом предположения, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, слева – без учета.

На рисунке 3.21 можно увидеть, что обратная связь вносит существенные изменения в количество образующихся грозовых облаков и межгодовую изменчивость молниевой активности, с чем связаны и все вышеописанные изменения газового состава и температурного режима атмосферы. А в отдельные годы и в отдельных областях изменения могут наблюдаться более чем в два раза. В некоторых случаях при уменьшении глобального количества гроз, частота молниеобразования наоборот возрастает, что говорит о росте интенсивности грозовых явлений.

Что касается трендов, то стоит отметить, что тренды изменчивости молниевой активности различаются для двух вариантов с разным горизонтальным распределением. В случае, где среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, роста числа разрядов не наблюдается, но отмечается сглаживание амплитуды колебаний межгодовой изменчивости. В случае с равной продуктивностью возникает тренд с увеличением числа разрядов на 7,5% за 25 лет. Причем этот тренд возникает на фоне тенденции к уменьшению числа конвективных явлений.

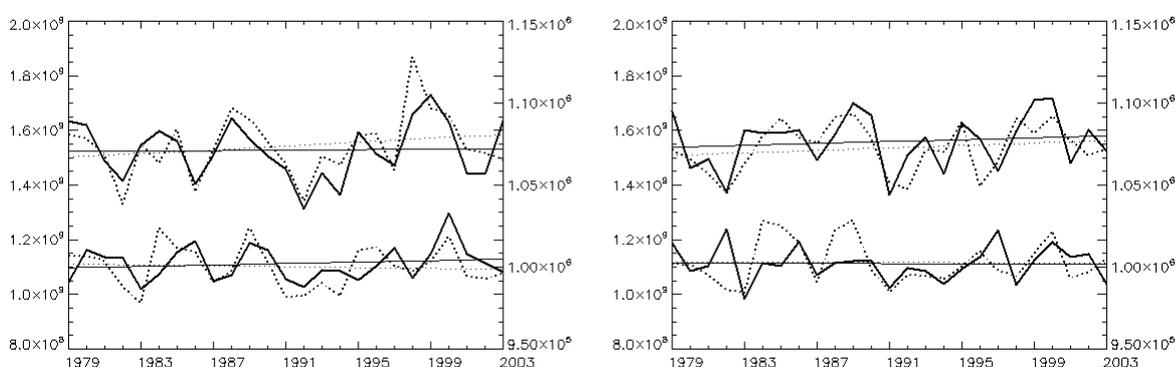


Рисунок 3.21 — Верхние кривые - изменение общего среднемесячного количества молниевых вспышек, нижние – изменение общего количества грозовых облаков. Сплошной линией – результаты моделирования без обратной

связи, пунктирной – с обратной связью. Справа – с учетом предположения, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных, слева – без учета.

Наличие этих трендов говорит об увеличении устойчивости ВЗК. Расчеты показывают, что появление тенденций не определяется лишь одной обратной связью, как было предположено ранее, но также во многом зависит от глобального распределения молниевых окислов азота. Это говорит о необходимости создания либо более детальных параметризаций молниевой активности, позволяющих рассчитать характеристики молнии, по которым затем можно оценивать величину выбросов, либо региональных карт средней продуктивности молний на основании данных измерений.

4 Региональные эффекты взаимосвязей между грозовой активностью, составом атмосферы и температурой

Численные эксперименты проводились для летнего периода 2013-2015 гг. Для анализа были выбраны периоды с 5 июня по 30 августа (это позволяет избежать модельного спинового эффекта на результаты, получаемые в течение первых дней моделирования). Для изучения влияния молниевой активности все численные эксперименты проводились для двух режимов: 1) эксперименты без учета дополнительного источника LNO_x , 2) эксперименты с использованием дополнительного источника LNO_x , с учетом прямых и обратных связей. Такой подход позволяет понять влияние глубокой конвекции [134] на изменение состава атмосферы в верхней тропосфере/нижней стратосфере. Более эффективно было бы анализировать каждое конвективное явление отдельно, но это затрудняется спецификой моделирования, которое не может воссоздать в идентичной мере интенсивность, точное время и местоположение каждого конвективного явления. К тому же, в терминах настоящего исследования, анализ каждого отдельного конвективного явления не требуется, потому что химические особенности верхней тропосферы характеризуются осредненными временными масштабами многих индивидуальных явлений (в настоящем исследовании используется временной интервал в 3 дня).

Для решения поставленной задачи были рассчитаны вертикальные профили окислов азота, характерные для региона Черного моря (рис. 4.1). Учитывая географические особенности области моделирования, анализ проводился отдельно для суши и для водной поверхности. На рисунке 4.2 (а, б) представлено вертикальное 72-часовое распределение окислов азота над сушей (а) и морской (прибрежной) поверхностью (б).

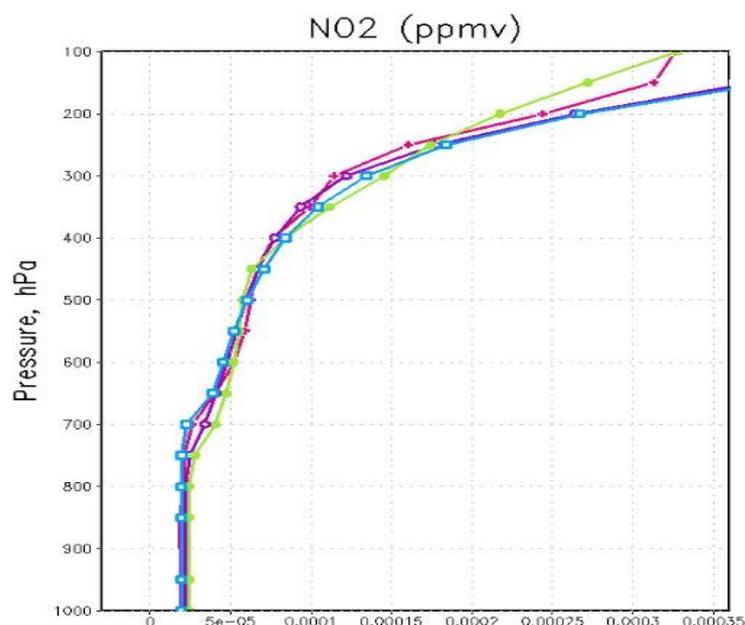


Рис. 4.1 Вертикальное распределение NO₂ (ppmv) 10.06.2013 12:00 ВСВ (розовая линия – 50° с.ш., 30° в.д; фиолетовая линия – 42° с.ш., 24° в.д; салатовая – 48° с.ш., 35° в.д; синяя линия – 40° с.ш.; 40° в.д), рассчитанное при помощи WRF-Chem

Актуальность данных оценок связана с тем, что окислы азота, проникая в атмосферу, могут вызвать опасную экологическую ситуацию, вызывая кислотные дожди, раздражение слизистых оболочек, изменения в составе крови (в частности гемоглобина). В больших городах к источникам окислов азота относятся: выбросы почвы, молниевая активность, горение биомассы, окисление аммиака, фотолитические и биологические процессы в океане, горение. Как видно из рисунков 4.3 – 4.5, атмосфера чувствительна к дополнительному источнику окислов азота, и в большей степени это проявляется над сушей. Это связано с тем, что молниевые вспышки чаще встречаются над сушей, чем над водной поверхностью.

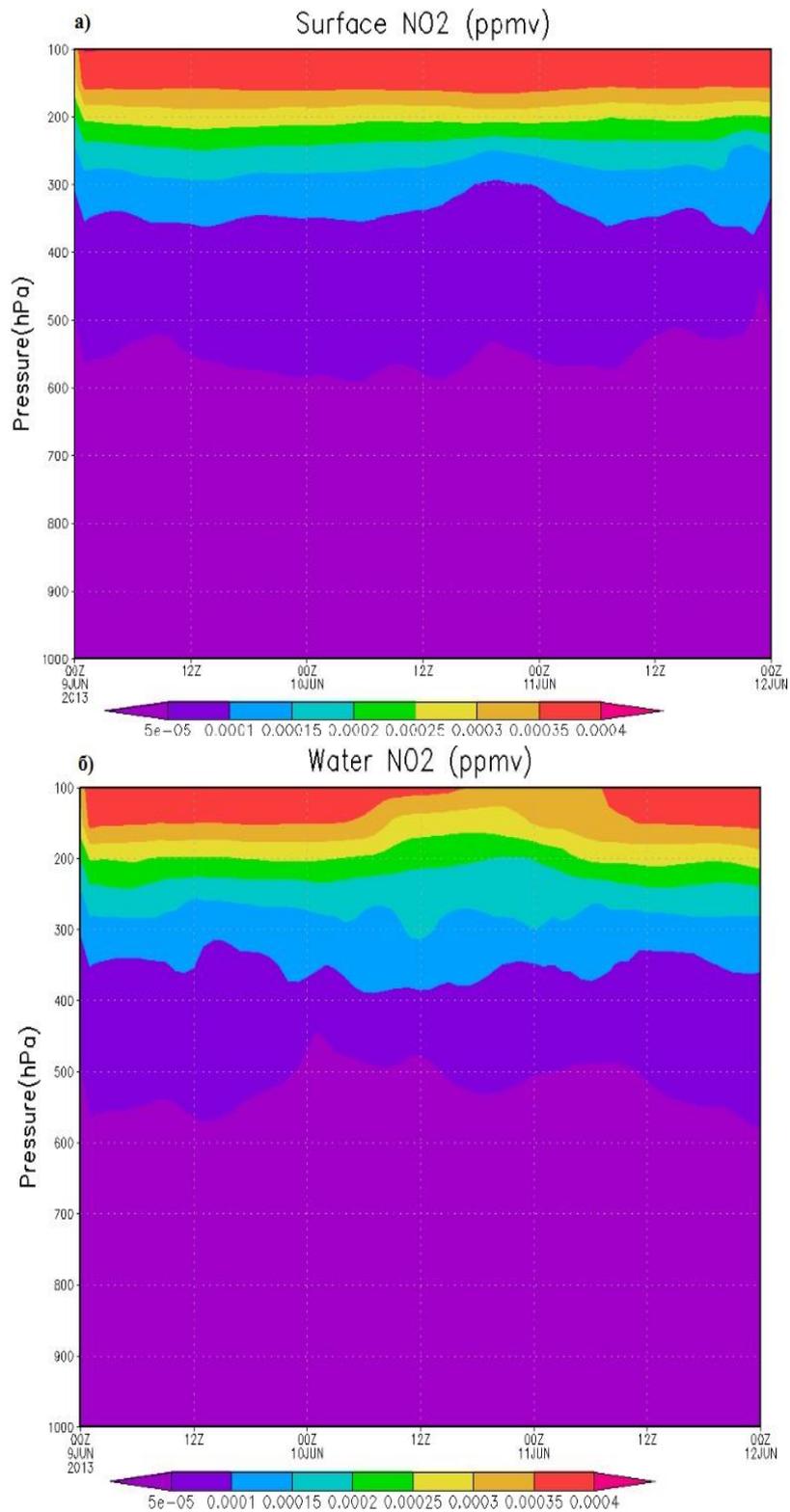


Рис. 4.2— 72-часовое распределение WRF-Chem NO₂ (ppmv) 09.06.2013 – 12.03.2013: а) континентальная зона (42°с.ш., 24°в.д.); б) морская зона (42°с.ш., 40°в.д.).

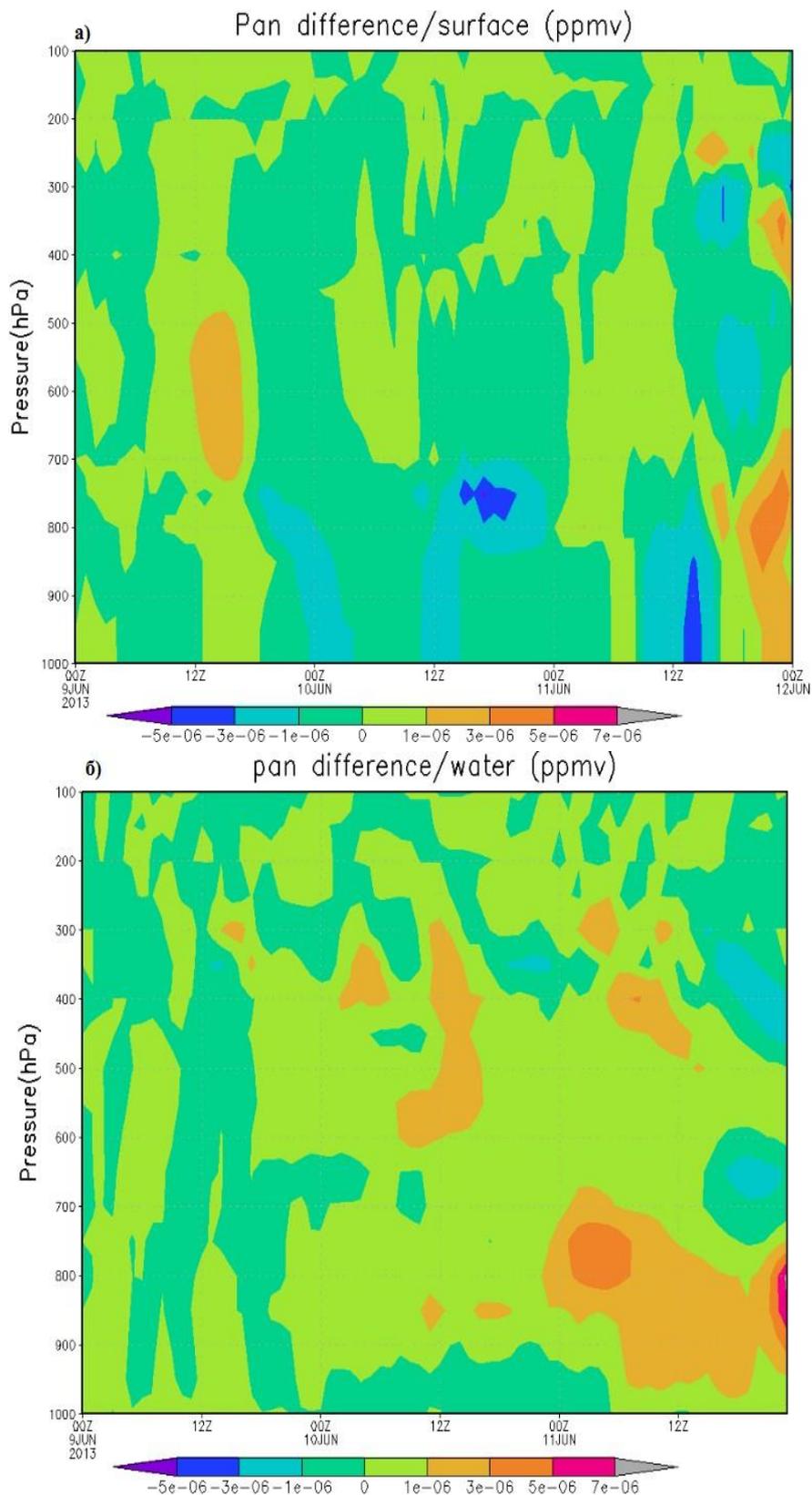


Рис. 4.3 —. Разность вертикального распределения WRF-Chem PAN (ppmv) с учетом и без учета LNO_x 09-12.06.2013 (континентальная зона (а) (42° с.ш., 24° в.д.), морская зона (б): 42° с.ш., 40° в.д.).

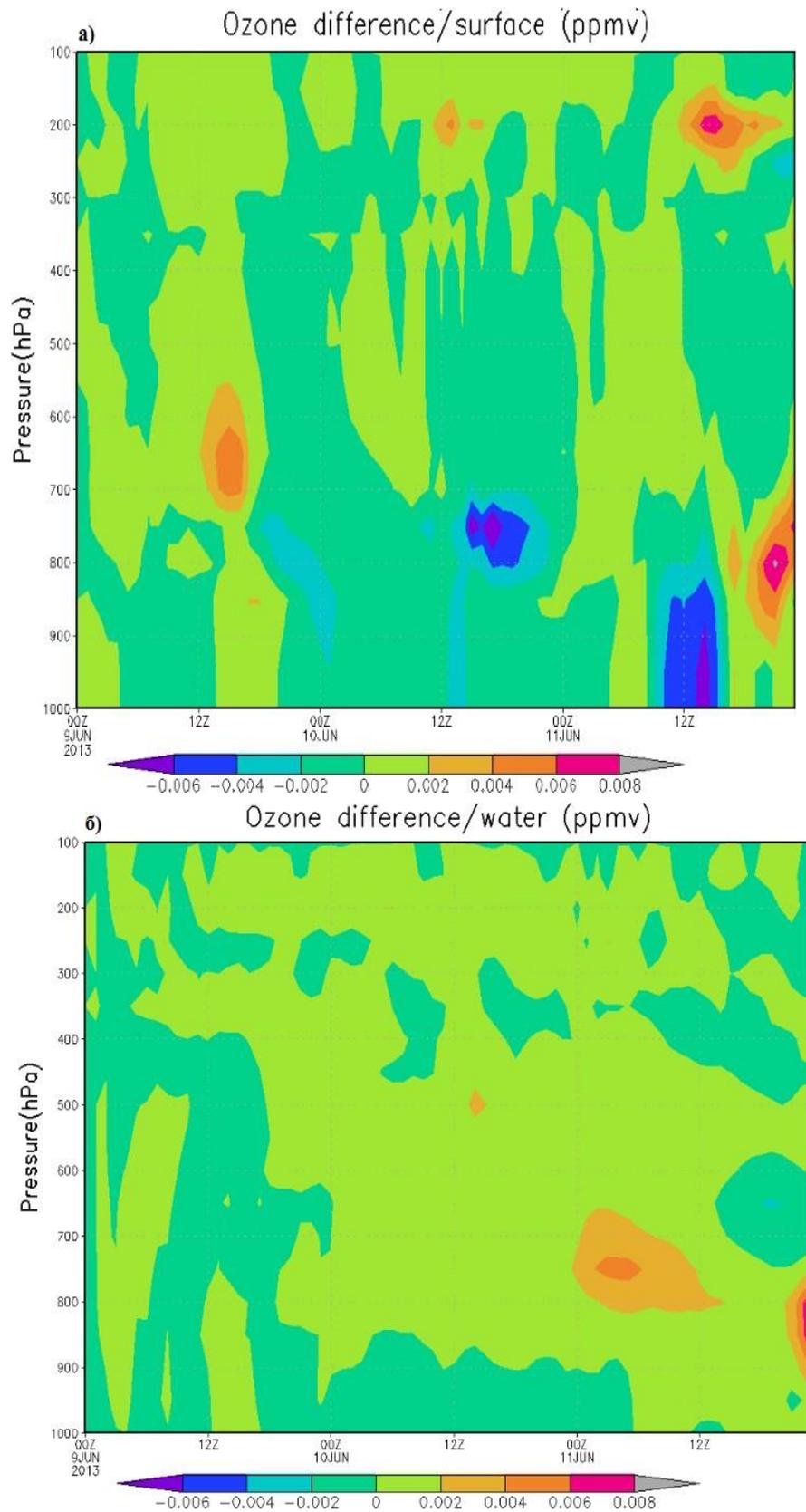


Рис. 4.4 — Разность вертикального распределения WRF-Chem O_3 (ppbv) с учетом и без учета LNO_x 09-12.06.2013 (континентальная зона (а) (42° с.ш., 24° в.д.), морская зона (б): 42° с.ш., 40° в.д.).

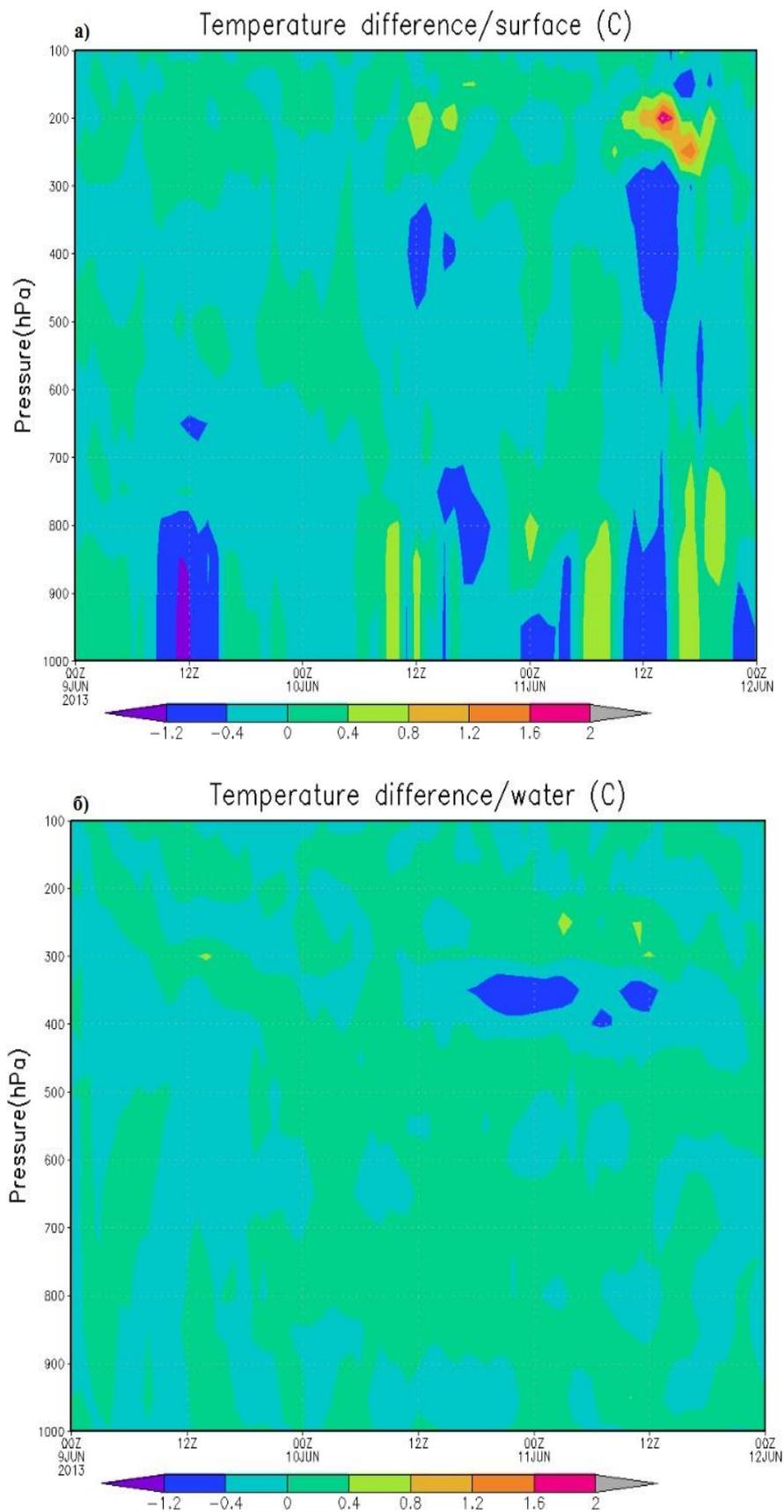


Рис. 4.5 — Разность вертикального распределения WRF-Chem температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) с учетом и без учета LNOx 09-12.06.2013 (континентальная зона (а) (42° с.ш., 24° в.д.), морская зона (б): 42° с.ш., 40° в.д.).

Все эти факторы демонстрируют и доказывают прямое влияние молниевой активности на состав атмосферы. Это влияние нелинейно и не привязано к какой-то определенной точке пространства. Исходя из этих соображений, возникает потребность оценить и обратные связи, которые представлены на рис. 1.7. Все атмосферные колебания, вызванные молниевой активностью, вызывают, в свою очередь, изменения в распределении и развитии гроз. Чтобы оценить, как может измениться пространственное распределение грозовой активности, используются различные критерии конвекции, дающие вероятностный прогноз возникновения конвекции (и связанных с этим процессом появления гроз, шквалов и града). Критерии конвекции рассчитывались с учетом/без учета обратных эффектов, связанных с молниевыми вспышками. В качестве индексов конвекции использовались А-критерий и КІ-индекс (рис. 4.6-4.7).

Расчет А-критерия основан на значениях температуры воздуха (Т) и дефицита температуры точки росы ($D = T - T_d$). А-критерий является довольно грубым критерием, поэтому может служить лишь индикатором.

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}) \quad (4.1)$$

Как видно из рисунка 4.6 (а, б), даже такой грубый индекс атмосферной неустойчивости, как А-критерий, является чувствительным к наличию в атмосфере обратных связей между окислами азота и полями температуры. На рисунке 4.6 (в) представлено поле температурных различий по всей области моделирования, который явно коррелирует с расчетными значениями индексов.

КІ-индекс является показателем возможности возникновения гроз, основанный на комбинации вертикального температурного градиента, влагосодержания нижней атмосферы и толщины слоя, содержащего водяной пар. Вертикальный градиент температуры параметризуется разностью температур окружающей среды на уровнях 850 и 500 гПа, значения точки росы на уровне 850 гПа дает сведения о влагосодержании нижних слоев атмосферы, вертикальная протяженность слоя влажного воздуха представлена разностью между температурой и точкой росы на уровне 700 гПа [135]. Также его можно использовать для определения возможности наводнений: высокие значения КІ-индекса (более 35) соответствуют

возможности развития многочисленных гроз, которые могут способствовать критическому повышению уровня водоемов [135]. Пороговые значения его меняются в зависимости от времени года, географического положения и синоптической ситуации. В таблице 4.1 приведены значения КИ-индекса, применимые к анализу конвективного состояния атмосферы:

Таблица 4.1

Шкала соответствия КИ-индекса по отношению к конвективному состоянию атмосферы [136].

Значения КИ	Прогноз гроз
Более 35	Многочисленные грозы
От 31 до 35	Рассредоточенные явления глубокой конвекции
От 26 до 30	Территориально удаленные грозы
От 20 до 25	Изолированные грозы
Менее 20	Отсутствие конвективных явлений

КИ-индекс, учитывающий температуру воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на уровнях 850 гПа, 500 гПа, 700 гПа и температуру точки росы ($^{\circ}\text{C}$) на уровнях 850 гПа и 700 гПа, рассчитывается как:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (4.2)$$

Если значения КИ-индекса ниже 20, это указывает на очень низкую вероятность возникновения гроз, если значения КИ-индекса выше 35, это означает высокую степень вероятности возникновения гроз (рис. 4.7).

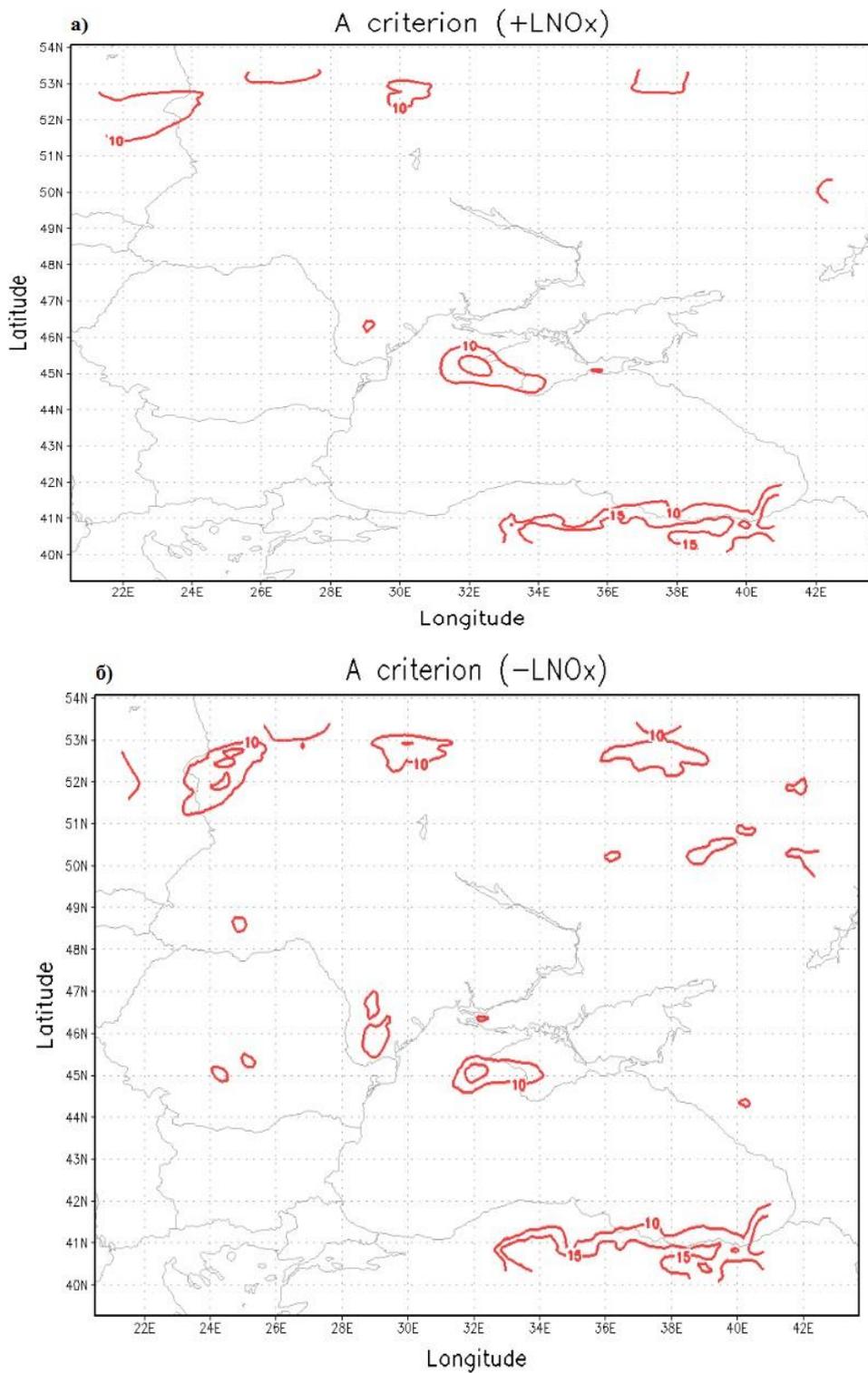


Рис. 4.6 —. Изолинии А-критерия 9.06.13 18.00 ВСВ (с учетом (а)/ без учета (б) обратных эффектов, связанных с LNO_x).

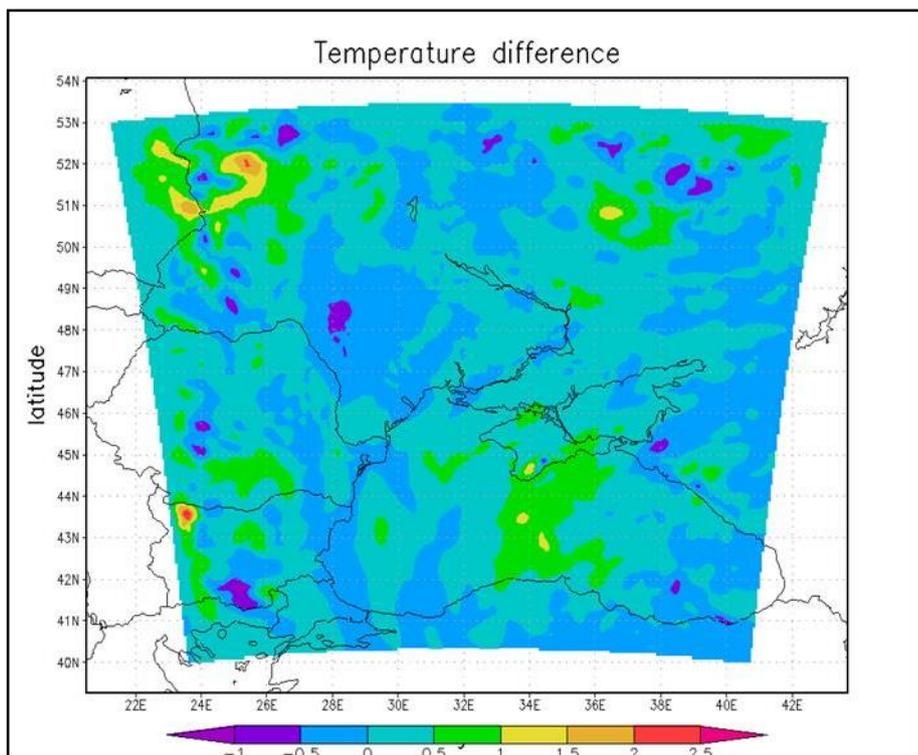


Рис. 4.6в — Разность температуры воздуха на высоте 12 км 9.06.13 с учетом и без учета LNO_x над всем исследуемым регионом. Максимальная разность достигает 2.5 °С.

Все вышеупомянутые индексы свидетельствуют о том, что через 12 часов на территории Черного моря нужно ожидать большое количество гроз примерно в одних и тех же районах, при этом для всех рассмотренных индексов наблюдается незначительное новое перераспределение вероятности возникновения гроз при включении LNO_x через 12 часов. Это доказывает наличие обратной связи между молниевой активностью, составом атмосферы и конвективными движениями.

Представленные расчеты демонстрируют цикл взаимодействий между молниевыми разрядами – химическим составом атмосферы-температурой воздуха-устойчивостью/неустойчивостью атмосферы-грозовой активностью».

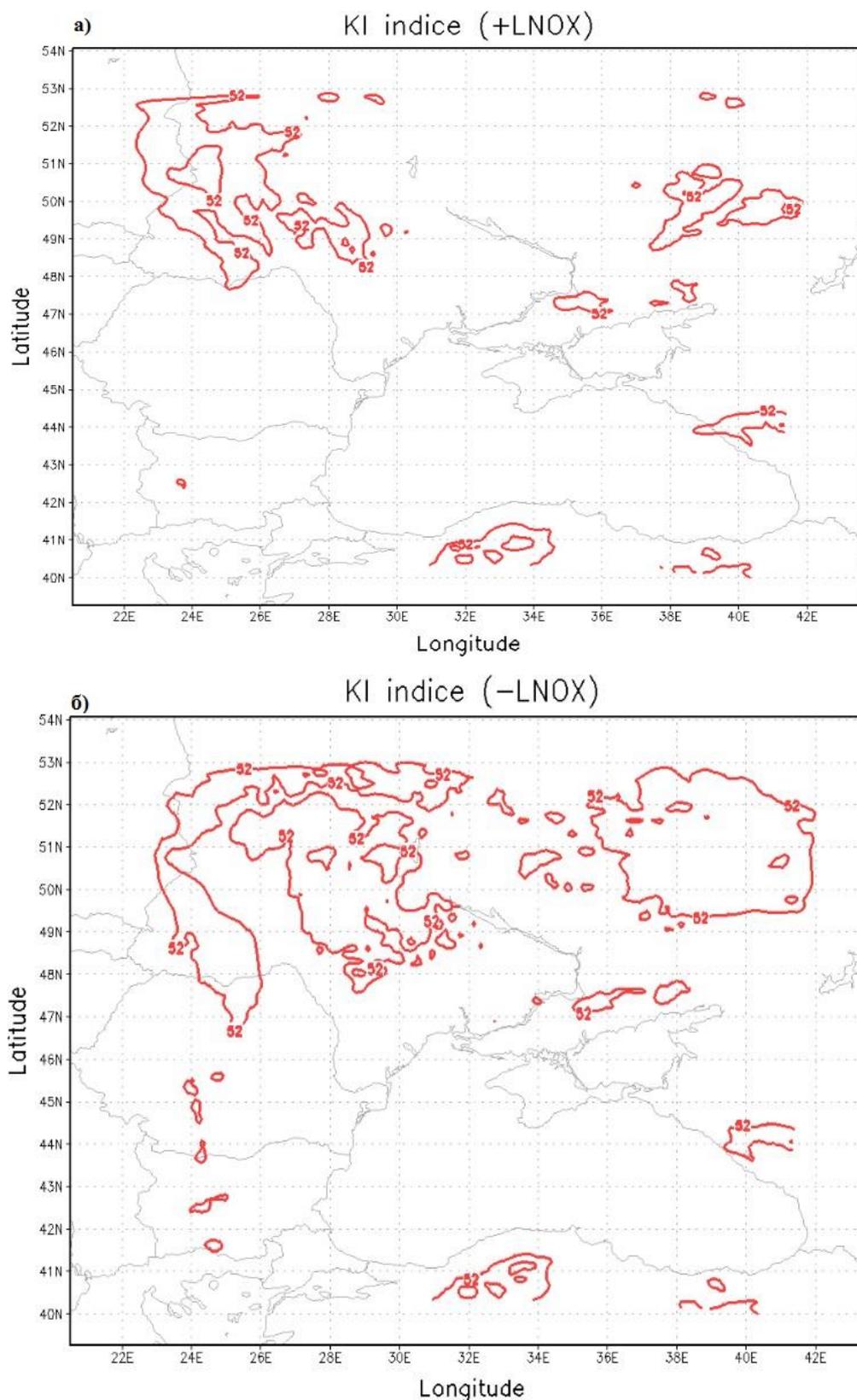


Рис. 4.7 — Изолинии КИ-индекса для 9.06.13 18.00 ВСВ (с учетом (а)/ без учета (б) обратных эффектов, связанных с LNO_x).

Описываемые выше индексы [15-17] конвективной неустойчивости являются чувствительными к учету обратных эффектов, связанных с

дополнительным источником окислов азота молниевое происхождения. Во всех рассмотренных случаях расчета индексов неустойчивости при учете обратных эффектов уменьшается вероятность возникновения одиночных гроз.

Изменения в вероятности перераспределения гроз доказывает наличие в атмосфере обратных связей, связывающих конвективные движения, химический состав атмосферы и поля температуры [24 - 26]. В связи с возрастающей потребностью оперативной информации о состоянии атмосферы представляется актуальным использование различных индексов конвективной неустойчивости, позволяющих корректировать и дополнять сведения о возможных локальных изменениях в конвективном состоянии атмосферы. Для этого необходимо более детально учитывать эффекты обратных связей и их влияние на краткосрочный прогноз погоды.

С учетом выдвинутых ранее предположений был рассчитан суточный ход доступной потенциальной конвективной энергии CAPE (convective available potential energy) [137] с учетом и без учета обратных связей. CAPE описывает характер возможных конвективных возмущений и рассчитывается по формуле:

$$\text{CAPE} = \int_0^{z(h)} g \frac{\theta_e - \bar{\theta}_e}{\bar{\theta}_e} dz, \quad (4.3)$$

где θ_e и $\bar{\theta}_e$ – соответственно эквипотенциальная температура на уровне z_k поднимающейся частицы и окружающей среды, К; g – гравитационное ускорение, м/с²; Z_h – высота, на которой температура окружающего воздуха и температура в облаке равны, м.

Разность полученных значений CAPE в срок 18.00 представлена на рисунке 4.8. В этот срок наблюдается максимум различий в значениях CAPE с учетом и без учета обратных связей, совпадающих с суточным максимумом молниевой активности, приходящимся, в среднем, на срок 18.00 ВСВ. Это доказывает тесную взаимосвязь между молниевой активностью и термическим/динамическим локальным состоянием атмосферы. CAPE пропорциональна максимальной теоретической скорости восходящего потока воздуха на уровне вершины облака, где облако находится в равновесии

(нейтральный уровень плавучести) с окружающей средой. Общий запас энергии неустойчивости в атмосфере CAPE находится как алгебраическая сумма энергий неустойчивости отдельных слоёв (E_i).

Интенсивность конвективных явлений по CAPE определяется в соответствии со следующими градациями:

400-1000 Дж/кг — небольшая неустойчивость (C_u , C_b , слабые ливневые осадки);

1000-2500 Дж/кг — умеренная неустойчивость (C_b с ливнями, грозы);

2500-3500 Дж/кг — сильная неустойчивость (грозы, местами сильные);

≥ 3500 Дж/кг — очень сильная неустойчивость (сильные и очень сильные грозы, смерчи).

Как видно из рисунка 4.8а, учет дополнительного молниевых источника окислов азота в значительной степени влияет на расчет индекса CAPE (максимальная разница составляет от 500-800 Дж/кг), т.е. прогноз локальных конвективных явлений может отличаться значительно (может быть ошибочно определена умеренная неустойчивость вместо сильной и т.д.). На рисунках 4.8б-4.8в явно прослеживается нарастающая разность во времени между расчетами CAPE, совпадающая с максимальной грозовой активностью, приходящейся на 18.00 ВСВ.

Исходя из этого, становится понятно, насколько важно учитывать обратные связи при прогнозе локальных конвективных явлений.

Как известно, выявление очагов глубокой конвекции, крупных гидрометеоров и гроз осуществляется на практике при помощи радиолокационных методов исследования облаков и осадков. Они основаны на отражении и рассеянии электромагнитных волн частицами облаков и осадков. Падающая электромагнитная волна возбуждает в частицах облаков и осадков вторичное излучение. Частицы становятся осцилляторами и колеблются с частотой падающей волны. Часть этой энергии распространяется и в направлении, противоположном первичной падающей волне, т.е. в направлении на радиолокатор. Распределение многочисленных источников излучения в облаке, которые создают суммарный отраженный сигнал, и величина последнего

несут метеорологическую информацию об отражающих объемах. Для оценки отражающих свойств частиц облаков и осадков применяется ряд связанных между собой характеристик: эффективная площадь рассеяния i -й частицей (σ_i), удельная площадь обратного рассеяния частиц облаков и осадков (η) и радиолокационная отражаемость (Z). Радиолокационную отражаемость выражают или через радиус r или через диаметр d отражающих частиц. Выражение через d записывается как [138]:

$$Z = \sum_{i=1}^N \frac{d_i^6}{V}, \quad (4.4)$$

где N — число рассеивающих частиц в эффективном объеме V отражающей области. Таким образом, радиолокационная отражаемость может интерпретироваться как средняя сумма диаметров частиц в единице объема V , возведенную в шестую степень. В практике радиолокационных наблюдений отражаемость облаков и осадков измеряют в $\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$ или dBz (dBz) относительно $Z_0 = 1 \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$.

Учет в гидродинамическом моделировании обратных связей влияет на численный прогноз радиолокационной отражаемости, в частности на максимальную радиолокационную отражаемость (условное расчетное обозначение *Max_dBz_10cm*) (рис.4.9). Как показано на рис. 4.9, основные очаги наличия крупных гидрометеоров воспроизводятся одинаково, но при учете обратных связей становится возможным не только обнаруживать основные очаги, но и воспроизводить их более детально, что способствует повышению качества прогноза опасных конвективных явлений.

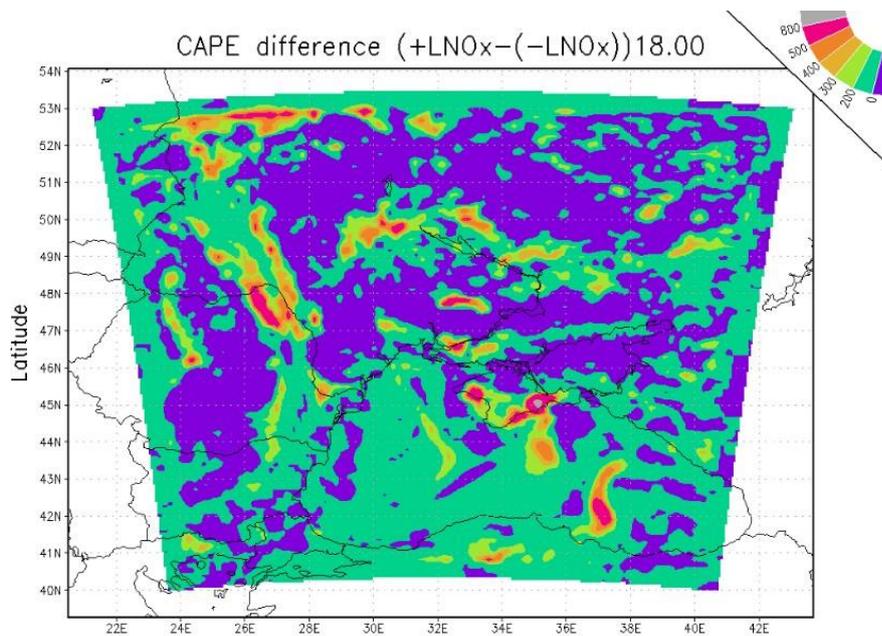


Рис. 4.8а — Разность между значениями CAPE (Дж/кг) с учетом (+LNO_x) и без учета (-LNO_x) дополнительного источника окислов азота молниевое происхождения, 9.06.13, 18.00 ВСВ.

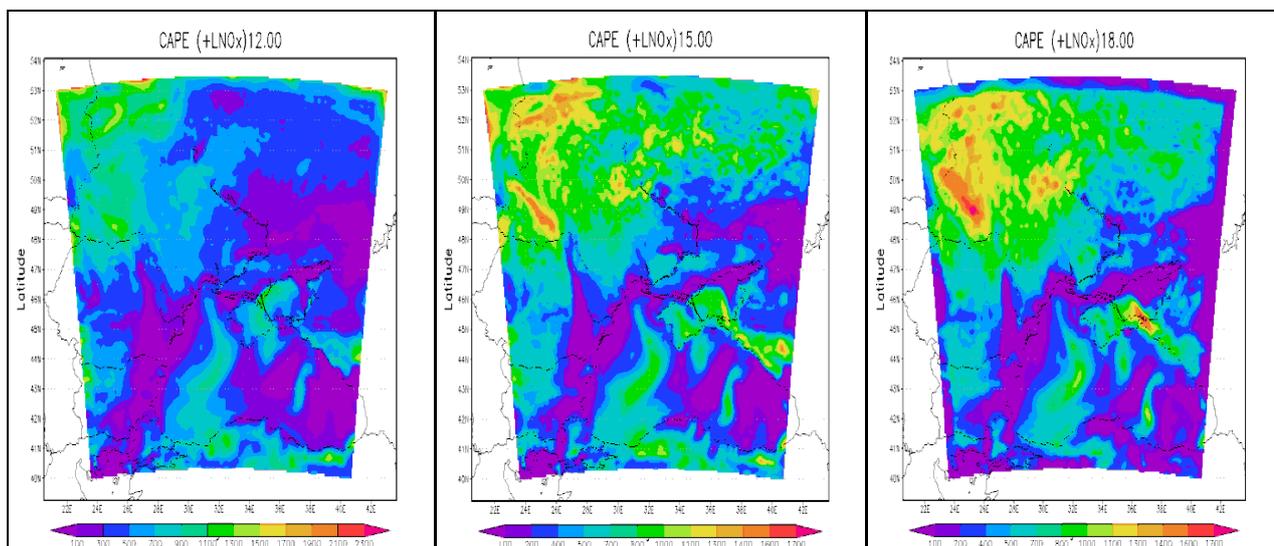


Рис.4.8б – Дневные изменения значения потенциальной энергии конвективной неустойчивости CAPE (Дж/кг) при учете обратных связей 9.06.2013

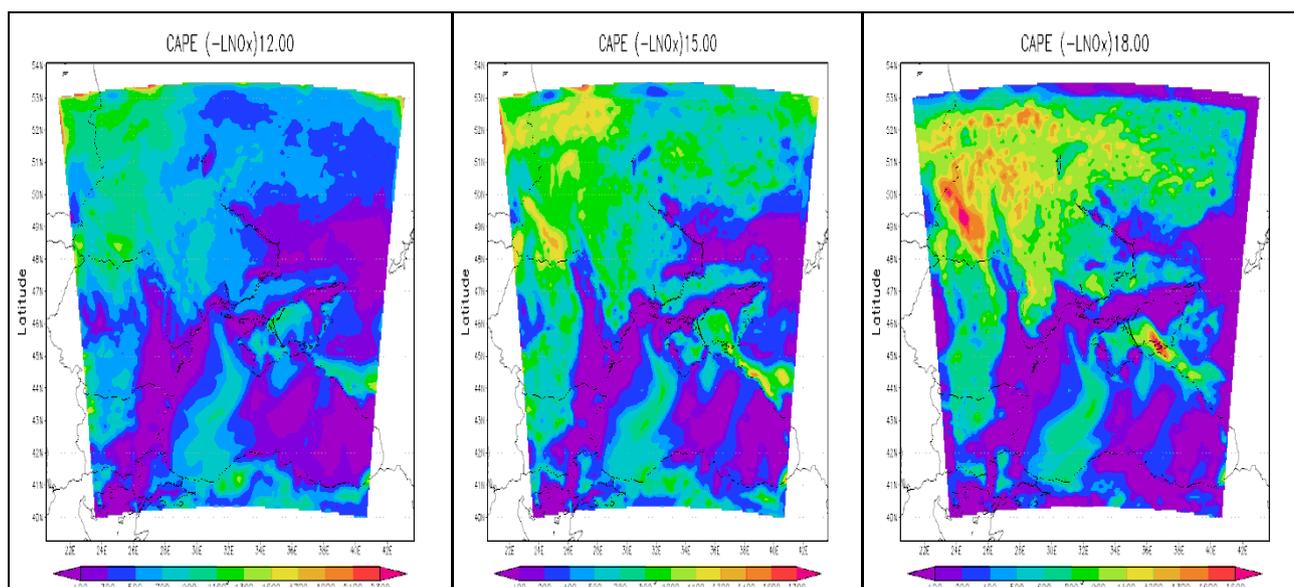


Рис.4.8в – Дневные изменения значения потенциальной энергии конвективной неустойчивости CAPE (Дж/кг) без учета обратных связей 9.06.2013

Как показывают расчеты, проявление обратных связей в большей степени влияют на неустойчивую атмосферу, в тех районах, где она устойчива, обратные связи хоть и проявляются (так как окислы азота – это долгоживущие газы), но их роль не значительна.

Ряд исследователей (Megan Bela (U. Colorado), Mary Barth (NCAR), John Wong, O. Brian Toon (U. Colorado) подчеркивают завышенные значения наличия грозных очагов, моделируемые при помощи WRF-Chem (рис. 4.9в)

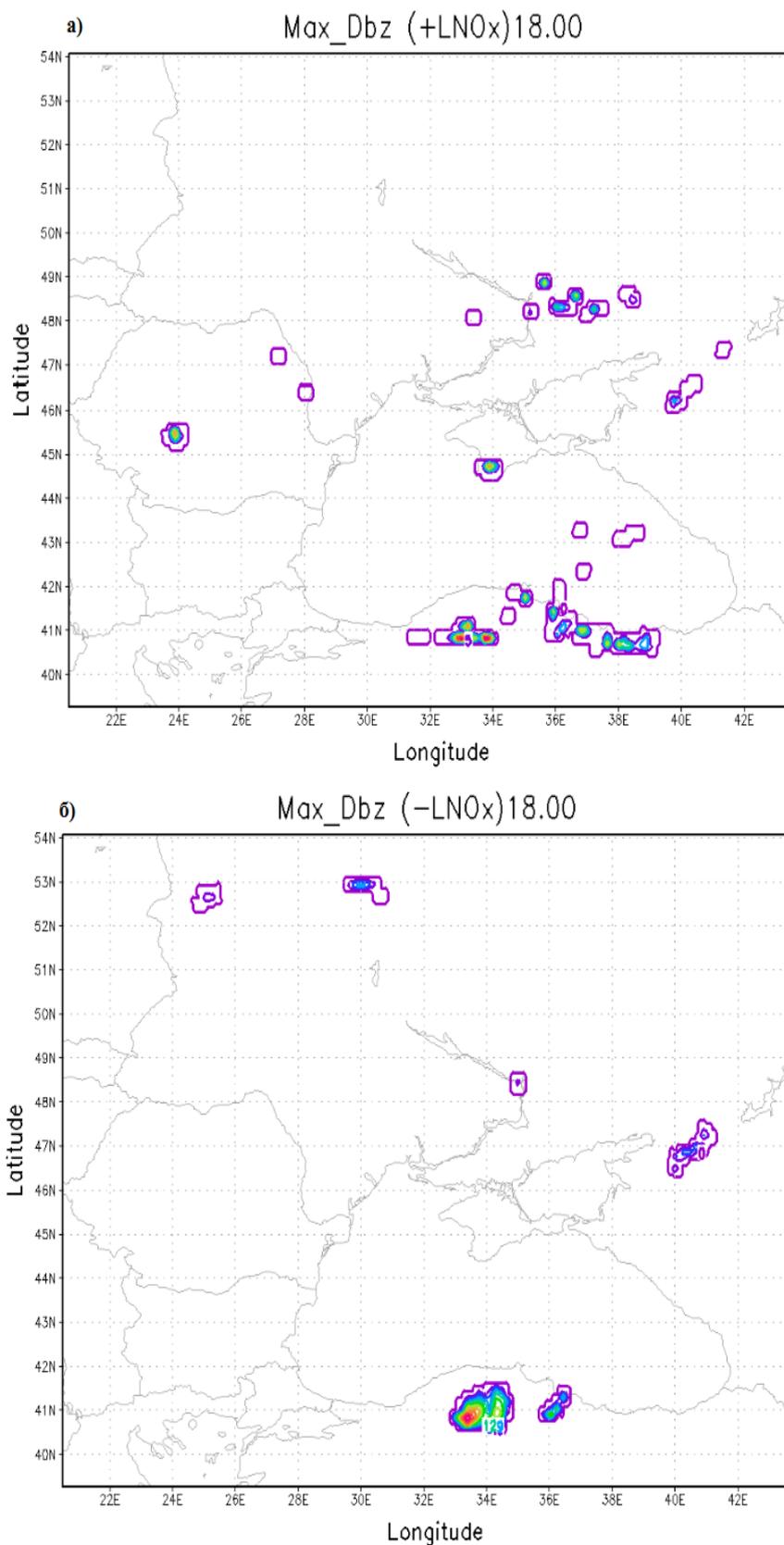


Рис. 4.9 — Модельный прогноз максимальной отражаемости 9.06.2013 (WRF Max_dBz _10cm) с учетом (а) и без учета обратных связей (б).

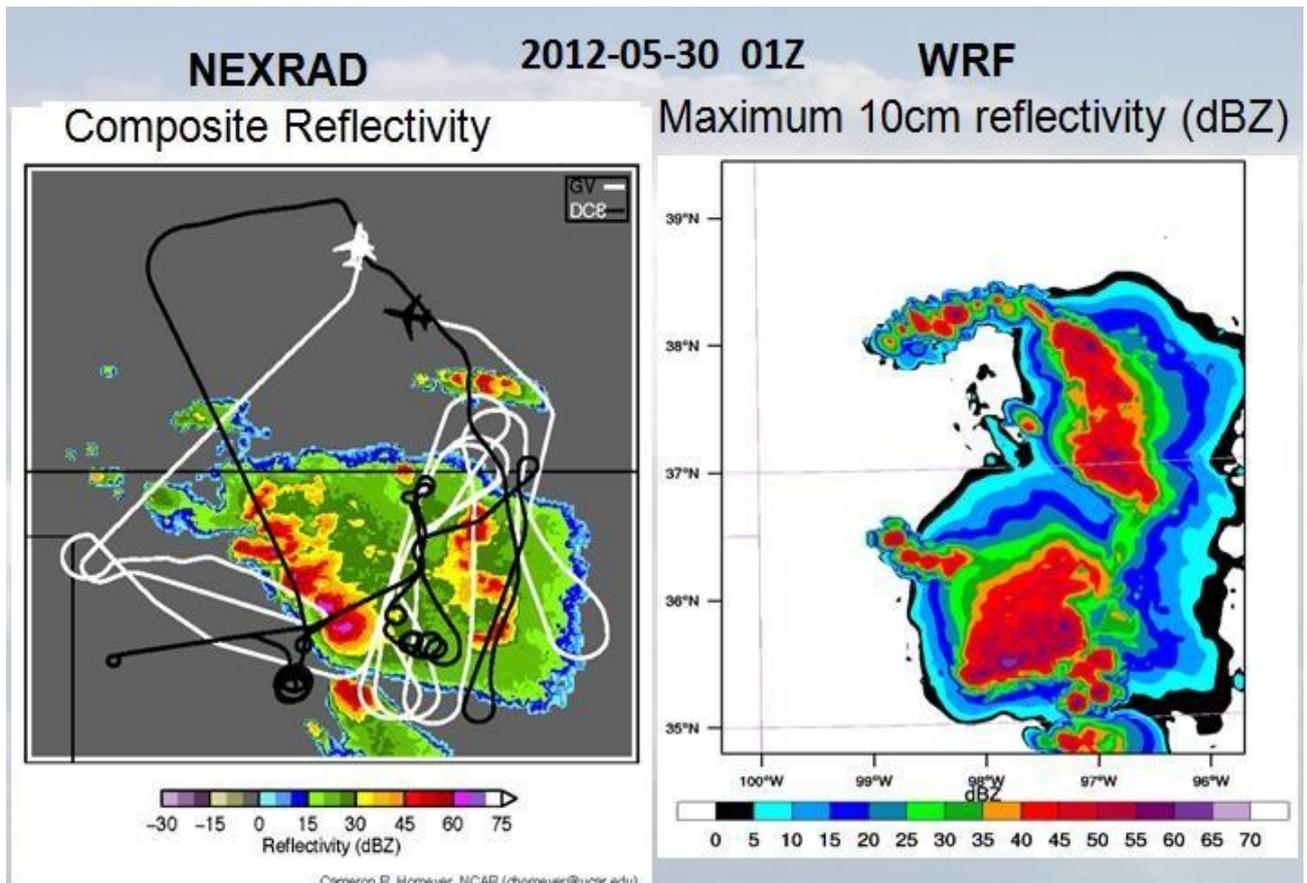


Рисунок 4.9в – Сравнение самолетных данных по радиолокационной отражаемости (слева) и отражаемости по WRF-Chem (справа).

Как видно из рисунка 4.9в WRF-Chem расширяет территорию с высокими значениями радиолокационной отражаемости, и хуже воспроизводит одиночные очаги конвективных явлений. Это еще раз доказывает значимость учета обратных связей между атмосферой и грозовой активностью, которые позволяют более детально моделировать конвективное состояние атмосферы (рис.4.9.а).

В качестве косвенного доказательства наличия обратных связей была рассчитана энергия задерживающего слоя CIN (Дж/кг) — количество энергии, необходимое частице воздуха для преодоления в нижней тропосфере задерживающего слоя. В этом слое перемещение воздушных частиц по вертикали вверх затруднено или полностью исключено. В частности, слои инверсии температуры воздуха имеют наиболее устойчивую стратификацию и препятствуют развитию восходящих движений воздуха. На аэрологической диаграмме CIN — область от поверхности земли до нижней границы КНС. Значение CIN больше 200 Дж/кг достаточно для предотвращения конвекции

в атмосфере. На рисунке 4.10а представлены результаты расчетов разницы в значениях CIN, где продемонстрирована чувствительность энергии задерживающего слоя к окислам азота молниевое происхождения.

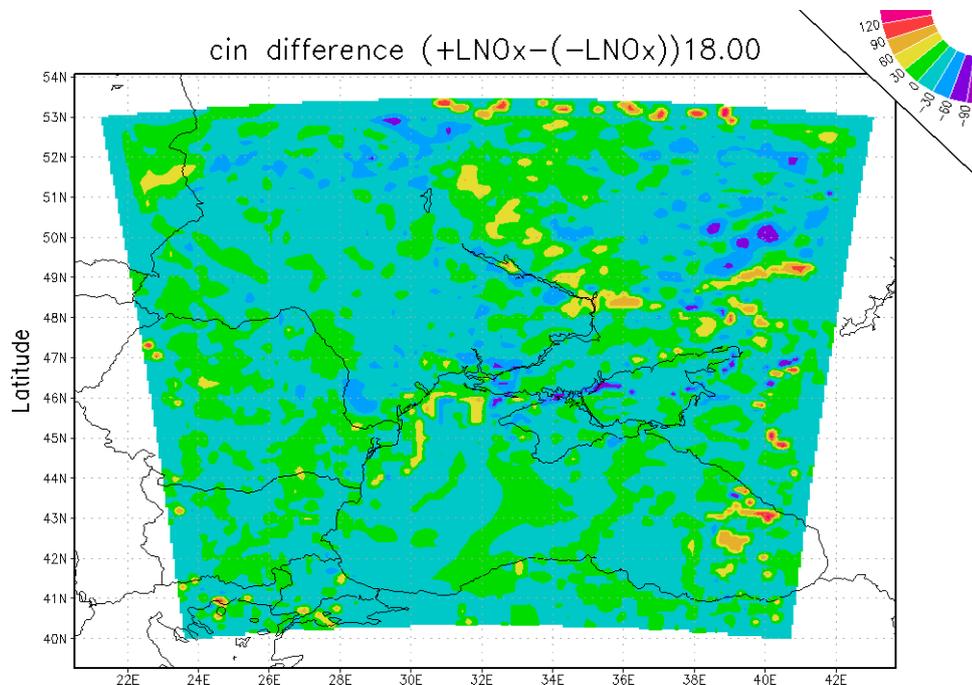


Рис.4.10а — Разность между значениями CIN (Дж/кг) с учетом (+LNO_x) и без учета (-LNO_x) дополнительного источника окислов азота молниевое происхождения, 9.06.13, 18.00 ВСВ.

Были рассчитаны суточные изменения CIN с учетом и без учета обратных связей, дневные значения CIN представлены на рисунках 4.10б и 4.10в. На рисунках представлены сроки с максимальными различиями в значениях CAPE с учетом и без учета обратных связей, совпадающих с суточным максимумом молниевой активности, приходящийся на сроки от 15.00 до 21.00 UT. Как видно из рисунков максимум различий приходится на 18.00 UT, что доказывает тесную взаимосвязь между молниевой активностью и термическим/динамическим локальным состоянием атмосферы.

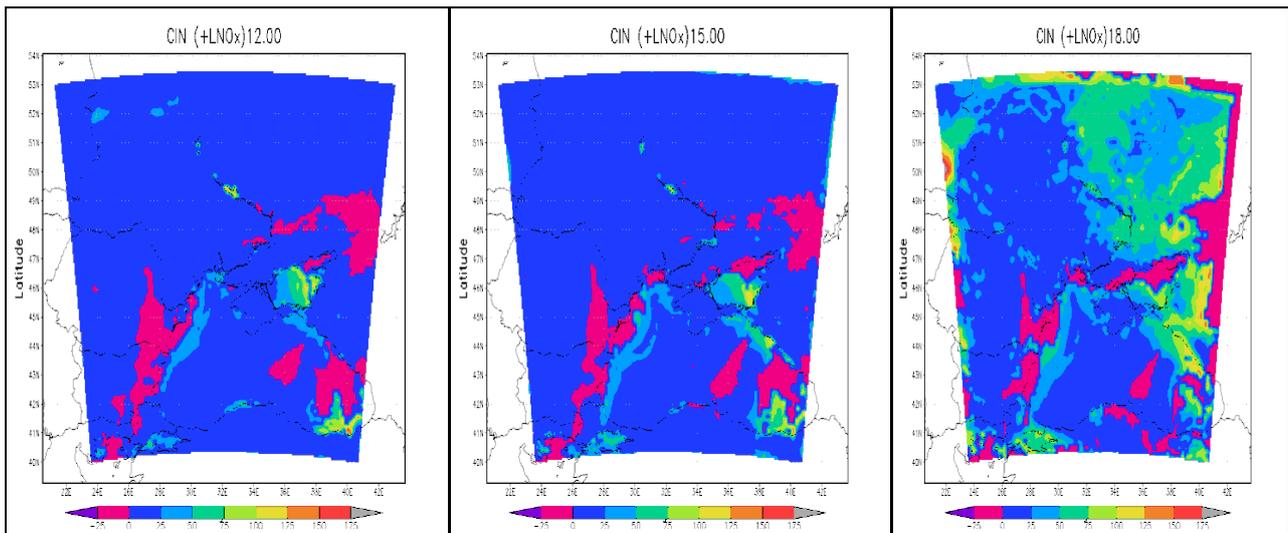


Рис.4.10а – Дневные изменения CIN (Дж/кг) при учете обратных связей 9.06.2013

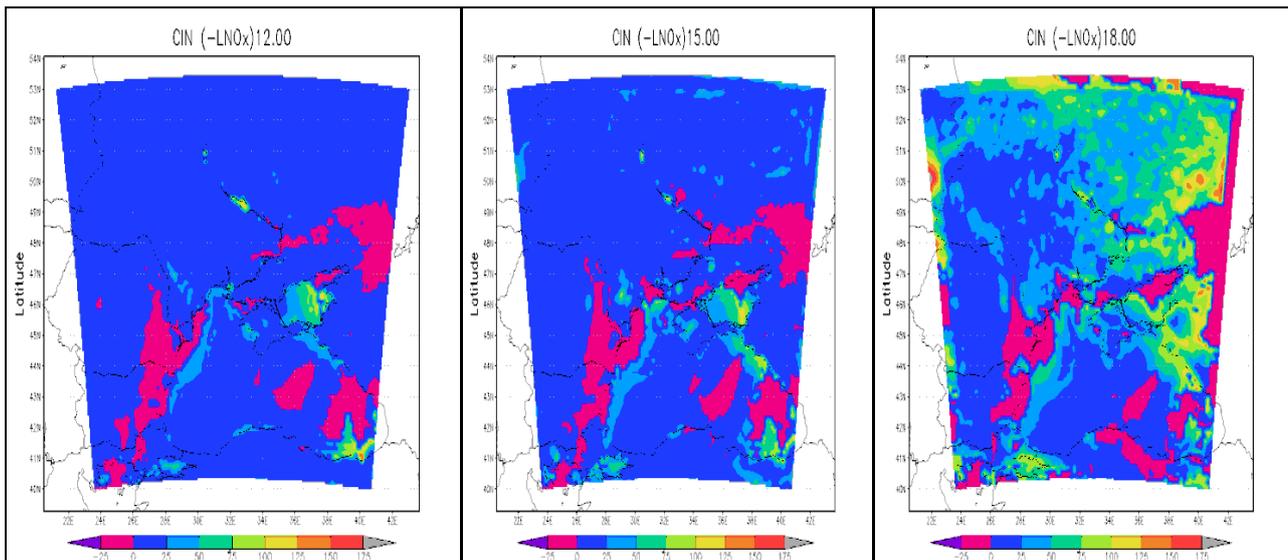


Рис.4.10в – Дневные изменения CIN (Дж/кг) без учета обратных связей 9.06.2013

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение взаимосвязей между изменениями количества молниевых вспышек, химическим, термическим и конвективным состоянием атмосферы является важным и актуальным вопросом для полноценного понимания крупномасштабной и мелкомасштабной динамики атмосферы, изменений регионального и глобального климата, а также для повышения качества краткосрочных прогнозов погоды. В свою очередь, конвективное состояние атмосферы тесно связано с опасными явлениями погоды, что тоже объясняет актуальность направления данного исследования.

Молниевые вспышки, являясь неотъемлемой частью глобальной электрической цепи, вносят свой вклад в изменчивость термического и химического состава атмосферы не только в зонах грозовых явлений, но и в зонах хорошей погоды. Это позволяет рассматривать особенности их влияния на изменение содержания окислов азота с последующим влиянием на химию атмосферы, ее температурный режим и конвективные явления не только в региональном, но и в глобальном масштабах.

В ходе выполнения настоящей работы были решены следующие задачи:

1. Разработаны подходы к исследованию влияния молниевой активности на состав и структуру тропосферы/нижней стратосферы в глобальном и региональном масштабах с учетом возникающих обратных связей.

2. Выбраны модели и их оптимальная настройка, и адаптация для прогноза метеорологических и химических полей в атмосфере с учетом влияния изменчивости ее газового состава на температуру тропосферы и стратосферы, и генерирование молниевых вспышек.

3. Проведены численные эксперименты, направленные на исследование чувствительности к наличию прямых и обратных связей между молниевой активностью, структурой и составом атмосферы в глобальном и региональном масштабах.

4. Исследованы различия прямых и обратных связей между молниевыми вспышками и изменениями состава и структуры атмосферы в глобальном и региональном масштабах.

Основными результатами диссертации являются:

- Численные эксперименты на глобальном уровне показали высокую чувствительность атмосферы к молниевому источнику окислов азота. Изменения в концентрации окислов азота вследствие горизонтального и вертикального перераспределения их молниевой продукции может достигать 50% в тропосфере и до 15% в нижней стратосфере, что приводит к изменению содержания озона до 5% в тропосфере и верхней стратосфере. Изменения концентрации гидроксильного радикала ОН могут достигать при этом 20%, что может сказаться на очистительной способности атмосферы. Вариации температуры в среднем за исследуемый период достигают до 0,5°C в стратосфере и до 0,2°C в тропосфере. Атмосфера наиболее чувствительна к окислам азота молниевое происхождения в полярных областях стратосферы.

- Выявлены обратные взаимосвязи регионального масштаба между атмосферным электричеством, продукцией озона и термическим режимом атмосферы, влияющие на краткосрочный прогноз радиолокационной отражаемости и индексов конвективной неустойчивости атмосферы. Было выявлено, что при учете прямых и обратных эффектов основные очаги гидрометеоров моделируются более корректно, что, в свою очередь, влияет на прогноз вероятности молниеобразования.

- В глобальном масштабе наблюдается незначительный положительный тренд увеличения количества молниевых вспышек и количества грозовых облаков при учете обратных эффектов между количеством молниевых вспышек,

содержанием атмосферных газов, ее температурой и конвективными явлениями. При этом данные обратные эффекты способствуют появлению отрицательной обратной связи в изменении температуры, что связано с изменениями в конвективном и химическом состоянии атмосферы.

- Возникающие обратные связи между молниевыми вспышками, газовым составом, температурой атмосферы и конвективными явлениями вносят существенные изменения в количество образующихся грозовых облаков и межгодовую изменчивость молниевой активности, с чем, в свою очередь, связаны изменения газового состава и температурного режима атмосферы. В отдельные годы и в отдельных областях модельные расчеты показывают изменения количества молниевых вспышек более чем в два раза. В некоторых случаях при уменьшении глобального количества гроз, частота молниеобразования наоборот возрастает, что говорит о росте интенсивности грозовых явлений.

-В региональном масштабе обнаружена положительная обратная связь между потенциальной энергией неустойчивости и грозовыми явлениями, проявляющаяся в увеличении значения индекса CAPE при учете дополнительного источника окислов азота молниевоего происхождения. При этом суточное максимальное увеличение индекса CAPE приходится в среднем на 18-19 ч., что соответствует максимальным значениям напряженности электрического поля атмосферы.

Используемые подходы исследования и полученные выводы (с некоторыми корректировками и модификациями) применимы для районов, как с ярко-выраженной молниевой активностью, так и в районах с более устойчивыми условиями состояния атмосферы.

Список литературы

1. Горбатенко В.П. Влияние географических факторов климата и синоптических процессов на грозовую активность: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. – СПб., 2003. – 39 с
2. Schumann U., Huntrieser H. The global lightning-induced nitrogen oxides source // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. № 14. P. 3823–3907
3. Мареев Е.А., Трахтенгерц В.И., Загадки атмосферного электричества. [текст] – // *Природа* №3, 2007.
4. Mach, D.M., R.J. Blakeslee, M.G. Bateman, and J.C. Bailey, Electric fields, conductivity, and estimated currents from aircraft overflights of electrified clouds, *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JD011495, 2009.
5. Смышляев С.П., Мареев Е.А., Галин В.Я. Моделирование влияния грозовой активности на газовый состав атмосферы // *Изв.РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46. № 4. С. 487–504
6. Bhetanabhotla, M. N., Crowell, B. A., Coucouvinos, A., Hill, R. D., Rinker, R. G.: Simulation of trace species production by lightning and corona discharge in moist air // *Atmos. Environ.* 1985. V.19. P.1391–1397.
7. Зельдович Я.Б., Райзер Ю.П. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М.: Наука, 1966. 688 с.
8. Johnston H.S. Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalists. *Science*, 1971, v. 173, N 3996, p. 517-522.
9. Crutzen, P.J. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1970, 96:320-325.
10. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 291 с.
11. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*

Change / Eds: J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs et al. Cambridge: Cambridge University Press. 2001. 881 p.

12. Grewe, V., Impact of Lightning on Air Chemistry and Climate, In: Lightning: Principles, Instruments and Applications Review of Modern Lightning Research, Betz, Hans Dieter; Schumann, Ulrich; Laroche, Pierre (Eds.), 524-551, Springer Verlag, 2009

13. Beirle S., et al. NO_x production by lightning estimated with GOME, *Adv. Space Res.*, 34, 793–797, 2004

14. Chadhuri S., Middey A. Effect of meteorological parameters and environmental pollution on thunderstorm and lightning activity over an urban metropolis of India // *Urban Climate*. – 2013. – Vol.3. – P. 67-75

15. Смышляев С.П., Мареев Е.А., Галин В.Я. Моделирование непрямых эффектов влияния грозовой активности на температуру атмосферы // *Изв.РАН. Физика атмосферы и океана*. - 2013. – Т.49, №5. – С.550-564.

16. *Eyring V., Harris N.R.P., Rex M. et al. A strategy for process-oriented validation of coupled chemistry-climate models // Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2005. V.86. P.1117-1133.

17. Price, C., 2009: Thunderstorms, Lightning and Climate Change, in *Lightning : Principles, Instruments and Applications*, ed. H.D. Betz, U. Schumann and P. Laroche, Springer Publications, 521-536.

18. Кашлева Л.В. Атмосферное электричество. Учебное пособие.—СПб.: изд.РГГМУ, 2008. – 116с.

19. Базелян Э. М., Райзер Ю. П. Физика молнии и молниезащиты //М.: ФИЗМАТЛИТ, 2001. — 320 с. — ISBN 5-9221-0082-3.

20. Кужекин И.П., Ларионов В.П., Прохоров Е.Н. Молния и молниезащита //М.: Знак, 2003. — 330 с. — ISBN 5-87789-028-X.

21. Александров Г.Н. Молния и молниезащита М. : Наука, 2008. — 274 с. — ISBN 978-5-02-036613-8.

22. Задачник по общей метеорологии. Гидрометеиздат, 1984 г. С. 225.

23. Шаманский Ю.В., Глобальные и локальные вариации электрического поля. [текст] // V Российская конференция по атмосферному электричеству: сб. докл.– Владимир, 2003, с.46-49.
24. Коломеец Л.И., Смышляев С.П. Модельное исследование обратных связей между грозовой активностью и составом атмосферы // Ученые записки РГГМУ. 2014. Вып.37. С.177-190.
25. Price, C., Rind, D.: A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *J. Geophys. Res.* 97, 9919–9933 (1992). doi:10.1029/92JD00719
26. Vonnegut B. Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity in: *Severe Local Storms, Meteorol. Monogr., V. 5. № 27 / Eds: Atlas D., Booker D.R., Byers H. et al., Boston: Am. Meteor. Soc., 1963. P. 224–241.*
27. Pickering, K., Huntrieser, H., Schumann, U., 2008: Lightning and NOX Production in Global Models. in *Lightning : Principles, Instruments and Applications*, ed. H.D. Betz, U. Schumann and P. Laroche, Springer Publications, 552-572.
28. Allen, D.J., Pickering, K.E.: Evaluation of lightning flash rate parameterizations for use in a global chemical transport model. *J. Geophys. Res.* 107, 4711 (2002). doi:10.1029/2002JD002066
29. Futyan, J.M., and A.D. Del Genio, 2007: Relationships between lightning and properties of convective cloud clusters, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15705, doi:10.1029/2007GL030227
30. Price C., and D. Rind, Modeling global lightning distributions in a general circulation model, *Mon. Weather Rev.*, 122, 1930–1939, 1994.
31. Petersen, W.A., Rutledge, S.A.: On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *J. Geophys. Res.* 103, 14025–14040 (1998). doi:10.1029/97JD02064
32. Christian, H. J., Blakeslee, R. J., Boccippio, D. J., et al.: Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 108, 4005, doi:10.1029/2002JD002347, 2003

33. Jourdain, L., S. S. Kulawik, H. M. Worden, K. E. Pickering, J. Worden, and A. M. Thompson, Lightning NO_x emissions over the USA constrained by TES ozone observations and the GEOS-Chem model, *Atmos. Chem. Phys.*, 10(1), 107–119, doi:10.5194/acp-10-107-2010, 2010
34. Eneroth K., Kjellstrom E., Holmen K. Interannual and seasonal variations in transport to a measuring site in western Siberia and their impact on the observed atmospheric CO₂ mixing ratio // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 108. № D21. P. 4660 - 4676.
35. Tanimoto H., Kajii Y., Hirikawa J. et al. The atmospheric impact of boreal forest in far eastern Siberia on the seasonal variation of carbon monoxide: Observations at Rishiri, a northern remote island in Japan // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. № 24. P. 4073-4076
36. Арефьев В.Н., Вишератин К.Н., Каменоградский Н.Е. и др. Результаты экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы в центре Евразии // *Изв.РАН. Физика атмосферы и океана.* 2000. Т. 36 № 4. С. 463 – 492.
37. Tohjima Y., Maksyutov S., Machida T., Inoue G. Airborne measurements of atmospheric methane over oil fields in Western Siberia // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. № 13. P. 1621 – 1624.
38. Kisilev A. A., Karol I.L Modeling of the tropospheric carbon monoxide distribution in the northern temperate latitudinal belt // *Chemosphere: Global Change Science.* 1999. V. 1. P. 283 – 300.
39. Lawrence K.S., Pyle J.A. Modelling Trace Gas Budgets in the Troposphere 2. CH₄ and CO // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. №D10. P. 18401 – 18412.
40. Lawrence M.G., Crutzen P.J., Mahowald N.M., Rash P.J., Eaton B.E. A model for studies of tropospheric photochemistry: Description, global distributions, and evaluation // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. №D21. P. 26245 – 26277.
41. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987, 414 с.
42. Кароль И.Л. (ред.). Радиационно-фотохимические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 192 с.

43. Александров Э.Л., Израель Ю.А., Кароль И.Л., Хргиан А.Х. Озонный щит Земли и его изменения. Спб.:Гидрометеиздат,1992, 288 с.
44. Brasseur G., Orlando J.J., Tyndall G.S. (eds). Atmospheric Chemistry and Global Change. Oxford: Oxford Univ. Press, Ch. 12, 1992. P. 423 – 460.
45. Brasseur G.P., Prinn R.G., Pszenny A.A.P. Atmospheric Chemistry in a Changing World. Germany; Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 2002. 330 p.
46. De More W.B., Sander S.R., Golden D.M. et al. Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Atmospheric Modeling. Evaluation 13, Jet Propulsion Laboratory Publication, Pasadena, California, USA, 1997.
47. Sander S.P. et al. Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Stratospheric Modeling Supplement to Evaluation 12: Update of Key reactions. Evaluation No.13, NASA Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA, 2000. 80 p.
48. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. № 3. P. 437 – 471.
49. Swinbank R., O'Neill A. A stratosphere-troposphere data assimilation system // Mon. Wea. Rev. 1994. V. 122. P.686-702.
50. Park S. K., Kalnay E. Inverse three-dimensional variation data assimilation for an advection-diffusion problem: Impact of diffusion and hybrid application // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L04102, doi:10.1029/2003 GL018830.
51. Martinerie P., Brasseur G. P. Granier C. The chemical composition of ancient atmospheres: a model study constrained by ice core data // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. No. D7. P. 14291– 14304.
52. Muller J-F., Brasseur G. P. IMAGES: A 3-D chemical transport model of the global troposphere // J. Geophys. Res. 1995. V. 100 No. 8. P.16445–16490.
53. Головизин В. М., Сараский А.А. Разностная аппроксимация конвективного переноса с пространственным расщеплением временной производной // Математическое моделирование. 1998. Т. 10. № 1. С.86-100.
54. Смышляев С.П., Зубов В.А., Кароль И.Л. и др. Модельное исследование влияния конвективных процессов на газовый состав верхней тропосферы и

нижней стратосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. №4. С. 479-491.

55. Mahowald N.M., Rasch P.J., Prinn R.G. Cumulus parametrizations in chemical transport models // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № D12. P. 26173 – 26190.

56. Danilin M., McConnell A. Heterogeneous reaction in a stratospheric box models: A sensitivity study // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № D2. P. 3615 - 3629

57. Hanson D., Ravishankara A., Solomon S. Heterogeneous reaction in sulfuric acid aerosols. A framework for model calculations // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № D2. P. 3615 – 3629.

58. Смышляев С.П., Кароль И.Л., Зубов В. А., Юдин В.А., Геллер М.А. Двумерное моделирование сезонно-широтной изменчивости общего содержания атмосферного озона с использованием параметров крупномасштабного переноса из модели общей циркуляции атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. №1. С. 1–14.

59. Rozanov E.V., Schlesinger M.E., Andronova N.G. et al. Climate /chemistry effects of the Pinatubo volcanic eruption simulated by the UIUC stratosphere/troposphere GCM with interactive photochemistry // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № D21. 4594, doi: 10.1029/2001JD000974.

60. Lillieveld J., Crutzen P.J. The role of clouds in tropospheric photochemistry // J. Atmos. Chem. 1991. V. 12. № 2. P. 229-267.

61. Sun J., Massman W. Ozone transport during the California Ozone Deposition Experiment // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D10. P. 11939 – 11948.

62. Канухина А.Ю. Исследование возможности прогноза конвективных явлений с помощью индексов конвекции, рассчитанных по результатам численной мезомасштабной модели // Уч. зап. Рос. гос. гидромет. ун-та. 2006. №2. С. 86–94.

63. Буз А.И. Развитие мощной конвекции в мезомасштабных метеорологических областях // Труды Всесоюзного симпозиума. Исследование взаимодействия мезо- и макромасштабных процессов в атмосфере и применение статистических методов в метеорологии. – М., 1985, с. 55– 58.

64. Русин И.Н., Тараканов Г.Г. Сверхкраткосрочные прогнозы погоды. – СПб.: изд. РГГМИ, 1996. – 308 с.
65. Levy II H., Moxim W.J., Kashibhalta P.S. A global 3-dimensional time-dependent lightning source of tropospheric NO_x // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № D17. P. 22911 – 22922.
66. Егорова Т.А., Зубов В.А., Яговкина С.В. Влияние глобального молниевоего источника NO_x на содержание озона и нечетного азота в стратосфере // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т.36. № 6. С. 812 – 820.
67. Nicolet M. On the production of nitric oxide by cosmic rays in the mesosphere and stratosphere // Planet. Space Sci. 1975. V. 23. P. 637 – 649.
68. Aviation and the global atmosphere. The special report of Intergovernmental Panel on Climate Change Working Groups I and III. UK: Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1999.
69. Karol I. L., Kiselev A.A. How the account of effective emission index of subsonic aircraft exhausts changes the distribution of gas composition in the north temperate belt.
70. Beck J.P., Reeves C.A., Leeuw F.A.A.M., Penkett S.A. The effect of air traffic emissions on ozone in the northern hemisphere // Atmos. Environ. 1992. V. 26A. P. 17-29.
71. Кароль И.Л., Озолин Ю.Э., Розанов Е.В., Кисилев А.А. Фотохимические изменения климатически значимых газов в струе выбросов двигателей транспортной авиации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т.36. № 3. С. 339 – 348.
72. Newman P.A., Stolarski R., Schoeberl M.R., McPeters R., Kruger A. The 1990 Antarctic ozone hole as observed by TOMS // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. No. 4. P. 661-664.
73. Solomon S. The mystery of the Antarctic ozone hole // Rev. Geophys. 1988. V. 26. No. 1. P. 131-148.

74. Carslaw, K., Luo B., Peter T. An analytic expression for the composition of aqueous HNO₃+H₂SO₄ stratospheric aerosols including gas phase removal of HNO₃ // *Geophys. Res. Letters*. 1995. V.22. №14. P.1877-1880. doi:10.1029/95GL01668.
75. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. On the depletion of Antarctic ozone // *Nature*. 1986. V.321. No. 6072. P.755-758.
76. Scientific Assessment of Ozone Depletion. WMO Global Ozone research and monitoring project.2002. Rep.№ 47.Geneva, Switzerland, 2003.
77. Considine, D. B., Douglass A.R., Connell P.S., Kinnison D. E., Rotman D. A. A polar stratospheric cloud parameterization for the global modeling initiative: Three-dimensional model and its response to stratospheric aircraft // *J. Geophys. Res.* 2000. V.105. №D3. P.3955-3973. doi:10.1029/1999JD900932.
78. Benson, C. M., Drdla K., Neduluha G.E., Shettle E.P., Alfred J., Hoppel K.W. Polar stratospheric clouds in the 1998-2003 Antarctic vortex: Microphysical modeling and Polar Ozone and Aerosol Measurement (POAM) III observations // *J. Geophys. Res.* 2006. V.111. No. D18. P.206. doi:10.1029/2005JD006948.
79. Wang H.J., Cunnold D.M., Thomason L. W., Zawodny J. M., Bodeker G.E. Assessment of SAGE version 6.1 ozone data quality // *J. Geophys. Res.* 2002. V.107. №D23. P.4691. doi:10.1029/2002JD002418.
80. Галин В.Я., Смышляев С.П., Володин Е.М. Совместная химико-климатическая модель атмосферы // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43. № 4. С. 437–452.
81. Betts A. K., Miller M.J. A new convective adjustment scheme. ECMWF technical report № 43. 1984. – 68 p.
82. Price C., Penner J., Prather M. NO_x from lightning, 2, Constraints from the global atmospheric electric circuit // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № D5. P. 5943–5951.
83. Shindell, D.T., G. Faluvegi, N. Unger, E. Aguilar, G.A. Schmidt, D.M. Koch, S.E. Bauer, and R.L. Miller, 2006: Simulations of preindustrial, present-day, and 2100 conditions in the NASA GISS composition and climate model G-PUCCINI, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4427–4459

84. Dameris, M., Grewe, V., Ponater, M., et al.: Long-term changes and variability in a transient simulation with a chemistry-climate model employing realistic forcing, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2121–2145, 2005
85. Stevenson, D. S., Doherty, R., Sanderson, M., Johnson, C. E., Collins, B., and Derwent, R. G.: Impacts of climate change and variability on tropospheric ozone and its precursors, *Faraday Discuss.*, 130, 41–57, doi:10.1039/b417412g, 2005.
86. Arakawa A. Computational design for long-term numerical integrations of the equations of atmospheric motion. // Proc. of 44th annual meeting, Am.1. Geophys. Union, 1963.
87. Sadourny, R. Compressible model flows on the sphere. // *J. Atmos. Sci.*, 32, pp. 2103-2110, 1975.
88. Cay a, D., and R. Laprise. A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model: the Canadian RCM. I I *Mon.Wea. Rev.*, Vol. 127, No. 3, pp.341-362,1999.
89. Staniforth, A.N., and H. L. Mitchell. A variable resolution finite-element technique for regional forecasting with the primitive equations. // *Mon.Wea.Rev.*, Vol.106, No.4, pp.439-447,1978.
90. Hrymak, A.N., G.J. McRay, A.W. Westerberg. An implementation of amoving finite-element method. // *J. Comput. Phys.*, 63, pp. 168-190, 1986.
91. Магазенков Л.Н., Шейнин Д.А. Об интегрировании уравнений динамики атмосферы на длительные сроки с использованием вложенных сеток. // Труды ГГО, 1982, Вып. 459, стр. 92-111.
92. Курихара // Численное интегрирование примитивных уравнений на сферической сетке. // Численные методы решения задач динамики атмосферы и океана, Гидрометеиздат, стр. 292-332, 1968.
93. Davies H.C., and R.E.Turner. Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. // *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 103, pp. 225-245,1977.
94. Kida H., T.Koide, H.Sasaki, and M.Chiba. A new approach to coupling a limited area model with a GCM for a regional climate simulations. // *J.Met.Soc.Japan*, 69, pp.723-728,1991.

95. Школьник И.М. О моделировании климата на ограниченной территории. // Труды ГШ, Вып. 550, стр. 110-126, 2001.
96. Gadd, A.J. A split-explicit integration scheme for numerical weather prediction. // Q. J. Roy.Met.Soc., 104, pp. 569,1978.
97. Магазенков Л.Н. Схемы интегрирования по времени уравнений движения жидкости, эффективно подавляющие высокочастотные компоненты. // Труды ГГО, 1980, Вып. 410, стр. 120-129.
98. Madala, R. Efficient time integration schemes for atmosphere and ocean models. // In: Finite-difference techniques for vectorized fluid dynamics calculations. D.L.Book, ed., Springer-Verlag, pp.56-74, 1981.
99. Dethloff, K., A.Rinke, R.Lehmann, J.H. Christensen, M.Botzet, B.Machenhauer. Regional climate model of the Arctic atmosphere. // J.
100. Hostetler, S.W., P.J.Bartlein, P.U.Clark, E.E.Small, and A.M.Solomon. Simulated influence of Lake Agassiz on the climate of Central North America 11000 years ago. // Nature, 405, pp.334-337, 2000.
101. Weisse, R., H.Heyen, and H.von Storch. Sensitivity of a regional atmospheric model to a state dependent roughness and the need of ensemble calculations. // Mon.Wea Rev., 128, pp. 3631-3642,2000.
102. Vannitsem, S., F. Chome and C.Nicolis. Dynamics and predictability of the Eta regional model. // Publication scientifique et technique No. 24, 20 pp., 2002.
103. Christensen O.B., M.A.Gaertner, J.A.Prego, and J.Polcher. Internal variability of a regional climate model. // Clim. Dyn., 2001.
104. Giorgi, F., and M.RMarinucci. An investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implications for climate studies.//Mon.Wea.Rev., 124, pp. 148-166, 1996.
105. Yakimiw, E., and A. Robert. Validation experiments for a nested grid-point regional forecast model. // Atmos.-Ocean, 28, pp.466-472, 1990.
106. Machenhauer B., M. Windelband, M.Botzet, J.H.Christensen, M.Deque, R.Jones, P.M.Ruti, and G.Visconti. Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe. // MPI Rep. No. 275, 1998.

107. Houghton, J., Y.Ding, and M.Noguer, Eds., 2001.// Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge University Press, 881 pp.
108. User's Guide for the NMM core of the Weather Research and Forecast (WRF) modeling system. January 2013. – // Internet. – http://www.dtcenter.org/wrf-nmm/users/docs/user_guide/index.php.
109. Кижнер Л.И., Нахтигалова Д.П., Барт А.А.Использование прогностической модели WRF для исследования погоды Томской области // Вестник Томского государственного университета, № 358, 2012 г.
110. Chen F., Duhnia J. Coupling an advanced land-surface / hydrology model with the Penn state/ NCAR MM5 modeling system. Part 1: Model implementation and sensitivity// Mon. Wea. Rev. 2001.Vol.129, №4.P.569-585.
111. Janjic Z.I. Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso Model // NCEP Office note. 2002.№437.
112. Chameides, W.L. (1986), The role of lightning in the chemistry of the atmosphere, in The Earth's Electrical Environment, Studies in Geophysics, pp.70 -77, Natl. Acad. Press, Washington, D. C.
113. Wang, Y. W. DeSilva, G.C. Goldenbaum, and R. R. Dickerson (1988), Nitric oxide production by simulated lightning: Dependence on current, energy, and pressure, J.Geophys. Res., 103 (D15), 19, 149 – 19, 159, doi:10.1029/98JD01356
114. Кижнер Л.И., Нахтигалова Д.П., Барт А.А.Использование прогностической модели WRF для исследования погоды Томской области // Вестник Томского государственного университета, № 358, 2012 г.
115. Chen F., Duhnia J. Coupling an advanced land-surface / hydrology model with the Penn state/ NCAR MM5 modeling system. Part 1: Model implementation and sensitivity// Mon. Wea. Rev. 2001.Vol.129, №4.P.569-585.
116. Janjic Z.I. Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso Model // NCEP Office note. 2002.№437.
117. Mass, C. F., D. Ovens, K. Westrick, and B. A. Colle, 2002: Does increasing horizontal resolution produce more skilful forecasts? Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 407–430.

118. Tewari M.F., Chen W., Wang J., Dudhia M.A., LeMone K., Mitchell M.E., Gayno G., Wegiel J., Cuenca R.H. Implementation and Verification of the Unified NOAA Land Surface Model in the WRF Model. 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting. 16th Conference on Numerical Weather Prediction, Seattle, 11–15. 2004.
119. Dudhia J. Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Meso-scale Two-Dimensional Model // *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1989, vol. 46, iss. 20, p. 3077–3104. — DOI:10.1175/1520-0469(1989)0462.0.CO;2.
120. Mlawer E., Taubman S., Brown P., Iacono M., Clough S. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1997, vol. 102, iss. D14, p. 16663–16682. — DOI:10.1029/97JD00237.
121. http://ruc.noaa.gov/wrf/WG11/Users_guide.pdf
122. Stockwell W. R. Middleton P., and Chang J.S, The Second Generation Regional Acid Deposition Model Chemical Mechanism for Regional Air Quality Modeling, *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, NO. D10, Pages 16,343-16,367, September 20, 1990
123. DeMore, W. B., S. P. Sander, M.J. Molina, D.M.Golden, R.F. Hampson, M.J. Kurylo, C.J. Howard, and A. R. Ravishankara, Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Stratospheric Modeling, Evaluation Number 8, National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, 1988.
124. Sander, S.P., Peterson, R. T. Watson, and R.Patrick, Kinetic studies of the HO₂ + HO₂ and DO₂+ DO₂ reactions at 298 K, *J. Phys. Chem.*,86, 1236 – 1240, 1982
125. Romps D.M., J. Seeley, D. Vollaro, J.Molinari (2014), Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming, *Science*, vol.346, 851 – 854
126. Van der Veen, T. S. (2010), Improvement of lightning NO_x in the TM5 global chemistry transport model, Internship Report, Delft University of Technology
127. Ott L, Pickering K, Stenchikov G, Allen D, DeCaria A, Ridley B, Lin R, Lang S, Tao W. Production of lightning NO_x and its vertical distribution calculated from three-

dimensional cloud-scale chemical transport model simulations. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 2010;115 19

128. Martin, R. V., Sioris, C. E., Chance, K., Ryerson, T. B., Bertram, T. H., Wooldridge, P. J., Cohen, R. C., Neuman, J. A., Swanson, A., and Flocke, F. M.: Evaluation of space-based constraints on global nitrogen oxide emissions with regional aircraft measurements over and downwind of eastern North America, *J. Geophys. Res.*, 111, D15308, doi:10.1029/2005JD006680, 2006.

129. Hudman, R. C., Jacob, D. J., Turquety, S., et al.: Surface and lightning sources of nitrogen oxides over the United States: Magnitudes, chemical evolution, and outflow, *J. Geophys. Res.*, 112, D12S05, doi:10.1029/2006JD007912, 2007

130. Pickering K., Wang E.Y., Tao W.K. et al. Vertical distribution of lightning NO_x for use in regional and global chemical transport models // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. №D23. P. 31203–31216.

131. Lee T. Murray, Daniel J. Jacob, Jennifer A. Logan, Rynda C. Hudman and William J. Koshak, Optimized regional and interannual variability of lightning in a global chemical transport model constrained by LIS/OTD satellite data, *J. Geophys. Res.*, vol. 117, d20307, doi:10.1029/2012jd017934, 2012

132. Grewe, V. and Stenke, A.: AirClim: an efficient tool for climate evaluation of aircraft technology, *Atoms. Chem. Phys.*, 8, 4621–4639, 2008.

133. Chadhuri S., Middey A. Effect of meteorological parameters and environmental pollution on thunderstorm and lightning activity over an urban metropolis of India // *Urban Climate.* – 2013. – Vol.3. – P. 67-75

134. Kristin Cummings, Kenneth Pickering , Mary Barth, Megan Bela, Yunyao Li , Dale Allen¹ , Eric Bruning , Don MacGorman , Steven Rutledge , Brody Fuchs , Andrew Weinheimer, Ilana Pollack , Thomas Ryerson, and Heidi Huntrieser, A WRF-Chem flash rate parameterization scheme and LNO_x analysis of the 29-30 May 2012 convective event in Oklahoma during DC3,XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15-20 June 2014, Norman, Oklahoma, U.S.A.

135. Project NOAA JetStream [Электронный ресурс]/National Oceanic and Atmospheric Administration, JetStream.–Online School for Weather, 2008. – Режим доступа:http://www.srh.noaa.gov/jetstream/append/glossary_k.htm
- 136 Project JEFF HABY [Электронный ресурс] – METEOROLOGIST JEFF HABY, 2008.–Режим доступа:<http://www.theweatherprediction.com/severe ingredients>
- 137 Gray M.E.B. The impact of mesoscale convective system potential-vorticity anomalies on numerical weather- prediction forecasts // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society., 2001, No. 571, p. 73– 89.
- 138 Брылев Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминова Г.Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков – Л-ГМИ, 1986 г., с. 4-5.