

УДК 551.510.534:551.583

## МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕПРЯМЫХ ЭФФЕКТОВ ВЛИЯНИЯ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ НА ТЕМПЕРАТУРУ АТМОСФЕРЫ

© 2013 г. С. П. Смышляев\*, Е. А. Мареев\*\*, В. Я. Галин\*\*\*, П. А. Блакитная\*

\*Российский государственный гидрометеорологический университет  
195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98

\*\*Институт прикладной физики РАН  
603950 Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46

\*\*\*Институт вычислительной математики РАН  
119991 Москва, ул. Губкина, 8

E-mails: smyshl@rshu.ru, mareev@appl.sci-nnov.ru, galin@inm.ras.ru

Поступила в редакцию 23.03.2011 г., после доработки 26.12.2012 г.

Химико-климатическая модель нижней и средней атмосферы используется для исследования изменений температуры атмосферы при возмущении ее химического состава в результате грозовой активности, вызывающего вариации локального нагрева и охлаждения, а также переноса тепла и массы в атмосфере. Результаты модельных расчетов показали, что в результате изменчивости грозовой продукции окислов азота и результирующей изменчивости концентраций атмосферных газов температура более всего меняется в нижней и средней стратосфере в тропических и полярных районах. Количественно этот эффект, в среднем за период в несколько десятилетий, составляет несколько десятых градуса, но может достигать нескольких градусов на высотах нижней стратосферы в полярных районах. Уровень статистической значимости полученных оценок превышает 0.95 почти на всех высотных диапазонах для глобальной молниевой продукции, превышающей 6 ТгN/год.

**Ключевые слова:** атмосфера, химический состав, молниевая продукция, окислы азота, атмосферная циркуляция, моделирование, обратные связи.

DOI: 10.7868/S0002351513050131

### ВВЕДЕНИЕ

Молниевая продукция является одним из основных источников окислов азота в атмосфере [1–3]. В связи с особой ролью, которую играют окислы азота для баланса атмосферного озона [4] и процессов формирования полярных стратосферных облаков [5], изменчивость их молниевой продукции может привести к существенным вариациям в содержании озона и других газов в нижней и средней атмосфере [6, 7]. Существующая естественная неопределенность в климатологических оценках средней глобальной грозовой продукции окислов азота [8, 9], а также ее вертикальной и горизонтальной изменчивости приводит к соответствующей неопределенности в оценках влияния природных и антропогенных факторов на распределение атмосферных газов [6, 7].

Оценки глобальной годовой продукции окислов азота в результате грозовой активности показывают, что от года к году она меняется в широких пределах, но чаще всего находится в диапазоне от 2 до 20 ТгN/год [7, 10]. При этом определить более узкий интервал ее значений очень сложно из-за

естественной природной изменчивости количества молниевых вспышек и образующихся при этом окислов азота. Теоретические и экспериментальные исследования показали важную роль молниевой продукции окислов азота в формировании химического состава тропосферы и стратосферы [11–13], в связи с чем большинство моделей состава атмосферы стали учитывать грозовую продукцию окислов азота [14–15]. Результаты измерений также показали увеличение содержания азотных газов в регионах с частыми грозами [16, 17]. Авторы настоящей работы ранее также обращались к теме влияния грозовой продукции окислов азота на баланс химически активных газов в атмосфере и продемонстрировали влияние неопределенности в оценке этого источника атмосферного азота на распределение озона и гидроксильных радикалов [6, 7].

Выполненные исследования показали, что неопределенность в оценках молниевой продукции окислов азота служит сдерживающим фактором в совершенствовании моделей газового состава атмосферы, а решением проблемы может стать разработка физических параметризаций эффектов

образования окислов азота при молниевых вспышках. Между тем подверженный воздействию образующихся в результате молниевых вспышек окислов азота атмосферный озон определяет нагрев стратосферы за счет поглощения солнечной радиации и вносит вклад в парниковый эффект и охлаждение верхней тропосферы и нижней стратосферы [4, 18]. Изменение содержания озона в результате химических реакций с участием окислов азота грозового происхождения может привести к изменению радиационного баланса и возмущению общей циркуляции атмосферы. Изменения режима циркуляции атмосферы создают потенциал для нарушения баланса атмосферных газов, подверженных атмосферному переносу, а также к изменениям потоков тепла в атмосфере.

Изменения концентраций радиационно-активных газов, нагрева и циркуляционных условий могут привести к изменениям температуры атмосферы, которая, в свою очередь, существенно влияет на скорости химических реакций, на радиационный баланс атмосферы и на общую и локальную циркуляцию атмосферы [4]. Таким образом, изменения скорости молниевой продукции окислов азота в атмосфере не только оказывают влияние на изменение химического состава атмосферы, но и создают потенциал для возникновения обратных связей между физическими и химическими процессами в атмосфере.

Целью настоящей работы является исследование влияния естественной неопределенности в молниевой продукции окислов азота на изменчивость температуры атмосферы, возникающую в результате изменения содержания озона, с учетом обратных связей между изменениями состава и структуры атмосферы.

## МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изменение химического состава атмосферы оказывает воздействие на радиационный режим и температуру атмосферы, во-первых, из-за изменения нагрева и охлаждения атмосферы в результате изменения концентраций озона, водяного пара и других радиационно-активных газов, а во-вторых, из-за изменения переноса тепла в атмосфере, инициируемого изменением радиационного баланса. Для учета этих воздействий и возникающих обратных связей целесообразно использовать химико-климатические модели атмосферы (ХКМ), учитывающие согласованное изменение ее состава, температуры и циркуляции [19].

Для проведения настоящего исследования использовалась глобальная ХКМ нижней и средней атмосферы [20], охватывающая высотный диапазон от земной поверхности до 90 км с переменным шагом по высоте. В горизонтальном направлении ХКМ охватывает весь земной шар с равномерными шагами по широте (4 градуса) и по долготе (5 градусов) [21]. Динамическими про-

гностическими переменными являются скорость ветра, температура, удельная влажность и приземное давление. В химическом блоке модели учитывается изменчивость 74 основных газовых составляющих, прямо или косвенно влияющих на скорости нагрева атмосферы [22]. Количество и тип учитываемых в модели фотохимических реакций позволяет исследовать изменчивость основных газов стратосферы, тропосферы и мезосферы.

Попадающие в атмосферу азотные малые газовые составляющие могут довольно быстро разрушаться в результате химических реакций, однако общее количество азота, так называемый “нечетный азот” ( $\text{NO}_x$ ), имеет в атмосфере долгое время жизни [4, 18]. Таким образом, изменение количества окислов азота в атмосфере в результате вариаций грозовой активности может сказаться не только вблизи источника, но и в других районах Земного шара. В настоящей работе особое внимание обращено на эффекты окислов азота молниевое происхождения в полярных районах, где они влияют не только на газовый состав, но и на формирование полярных стратосферных облаков (ПСО) [4]. Для этого использовалась модель изменчивости газовых и аэрозольных составляющих в стратосфере полярных районов, в которой учитываются и фазовые переходы окислов азота, и их влияние на ПСО [5].

Для исследования влияния молниевой продукции окислов азота на изменение температуры атмосферы в настоящей работе климатологические данные о продукции окислов азота в результате молниевых вспышек добавлялись в химическом блоке модели к продукции нечетного азота за счет других химических и физических процессов. Рассчитанные с учетом этого источника концентрации озона и других радиационно-активных газов влияют на изменение температуры и циркуляции атмосферы за счет обратных связей.

Скорость молниевой продукции нечетного азота (МПНА) добавляется к фотохимической скорости образования  $\text{NO}_x$  в каждом узле модельной сетки. При этом аналогично более ранней работе авторов настоящего исследования [7], в данной работе для расчета скорости МПНА в каждом узле модельной сетки использовались климатологические данные [9] о горизонтальном и сезонном распределении МПНА, нормированные на заданную глобальную МПНА. Полученное интегральное в столбе значение скорости МПНА в каждом узле модельной сетки перераспределялось по высотам на основании данных работы [23].

Для исследования влияния естественной неопределенности в оценках МПНА на изменение температурного режима горизонтальное и сезонное распределение этого вида продукции нечетного азота задавалось не в абсолютных единицах, соответствующих на основании [9] глобальной продукции в 12 TgN/год, а в процентах заданной

Глобально осредненная изменчивость температуры в разных высотных слоях атмосфере при увеличении глобальной молниевой продукции окислов азота от 0 ТгN/год до величины, указанной в первой колонке

Сценарий ТгN/год	В столбе		0–3 км		3–12 км		12–20 км		20–50 км	
	изменение, %	уровень значимости	изменение, %	уровень значимости	изменение, %	уровень значимости	изменение, %	уровень значимости	изменение, %	уровень значимости
0.00001	0.01	0.43	–0.01	0.25	–0.02	0.53	0.02	0.49	0.01	0.59
0.0001	0.00	0.06	–0.01	0.45	–0.02	0.64	0.01	0.24	0.01	0.24
0.001	–0.00	0.21	–0.00	0.01	0.00	0.13	–0.02	0.60	–0.01	0.45
0.01	–0.00	0.10	–0.02	0.69	–0.04	0.87	–0.01	0.48	0.01	0.36
0.1	0.01	0.66	–0.01	0.49	–0.02	0.48	0.03	0.70	0.02	0.79
0.5	0.00	0.11	–0.01	0.23	0.00	0.03	0.01	0.21	0.00	0.08
1	–0.01	0.65	0.01	0.26	–0.00	0.01	0.03	0.66	–0.02	0.84
2	–0.02	0.77	0.01	0.32	0.00	0.13	0.03	0.66	–0.03	0.95
4	–0.04	0.98	0.01	0.44	0.04	0.94	0.08	0.99	–0.09	1.00
6	–0.07	1.00	0.01	0.41	0.05	0.98	0.11	1.00	–0.14	1.00
8	–0.09	1.00	0.01	0.64	0.05	1.00	0.14	1.00	–0.16	1.00
10	–0.10	1.00	0.02	0.69	0.08	1.00	0.20	1.00	–0.20	1.00
12	–0.11	1.00	0.01	0.24	0.08	1.00	0.23	1.00	–0.22	1.00
14	–0.13	1.00	0.01	0.53	0.10	1.00	0.25	1.00	–0.25	1.00
16	–0.16	1.00	0.02	0.80	0.09	1.00	0.25	1.00	–0.29	1.00
18	–0.15	1.00	0.02	0.58	0.08	0.99	0.26	1.00	–0.28	1.00
20	–0.16	1.00	0.01	0.45	0.08	1.00	0.28	1.00	–0.30	1.00
30	–0.26	1.00	0.02	0.71	0.09	1.00	0.26	1.00	–0.45	1.00
40	–0.38	1.00	0.03	0.73	0.10	1.00	0.20	1.00	–0.61	1.00
50	–0.48	1.00	0.02	0.56	0.07	1.00	0.10	0.94	–0.73	1.00
60	–0.62	1.00	0.02	0.59	0.04	0.97	–0.06	0.76	–0.90	1.00

глобальной МПНА. Глобальная грозовая продукция варьировалась в модельных экспериментах в пределах от 0 до 60 ТгN/год.

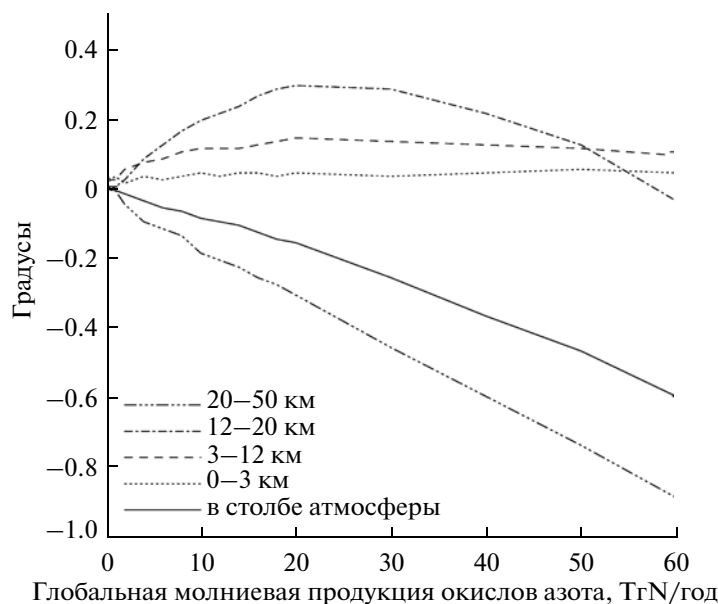
Модельные эксперименты выполнялись на период с 1979 по 2003 гг., а анализу подвергались осредненные за 25 лет результаты расчетов изменения состава и структуры атмосферы. При этом в каждом модельном сценарии скорость МПНА сохранялась от года к году, претерпевая при этом внутригодовую временную и пространственную изменчивость, сохраняя процентное вертикальное распределение и глобальную продукцию. При сравнении средних за 25 лет характеристик атмосферы оценивалась статистическая значимость отличий содержания газов, радиационных и динамических характеристик атмосферы, соответствующих разной глобальной МПНА. В таблице приведен список сценариев и показаны отличия средних характеристик и уровень значимости средних оценок, рассчитанный в соответствии с критерием Стьюдента [25].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

На рис. 1 и в таблице приведены результаты модельных расчетов температуры атмосферы в зависимости от глобальной МПНА, осредненные

по всему земному шару для разных высотных диапазонов. Для оценки достоверности полученных результатов для каждого высотного диапазона и каждого значения глобальной МПНА приведены уровни значимости [25]. Анализ уровней значимости показывает, что при малых значениях МПНА расчетные изменения температуры по сравнению с базовым вариантом могут быть обусловлены погрешностями модели и случайными ошибками. Только при значениях глобальной молниевой продукции, больших 6 ТгN/год, изменения температуры можно считать значимыми с высокой вероятностью почти для всех высотных диапазонов.

Для разных высотных диапазонов уровень значимости существенно отличается. В верхней стратосфере он становится достаточно высоким уже при малых значениях МПНА, а в нижней тропосфере отклонения температуры являются менее значимыми по сравнению с другими высотными диапазонами. Этот эффект, вероятно, связан с тем, что в пограничном слое атмосферы температура в основном определяется взаимодействием с подстилающей поверхностью [26]. В верхней тропосфере и нижней стратосфере изменения температуры становятся значимыми с высоким уровнем при МПНА 8 ТгN/год и выше. При этом в нижней стратосфере при высоких значениях глобальной молниевой продукции значи-



**Рис. 1.** Изменение температуры атмосферы (градусы) глобально и для разных высотных диапазонов при изменении глобальной молниевой продукции окислов азота.

мость отклонений температуры начинает падать. Это может быть связано с тем, что на этих высотах отмечается локальный максимум влияния МПНА на температуру около 20 ТгN/год, поэтому при больших значениях продукции абсолютные значения изменения температуры уменьшаются, соответственно падает и их значимость.

При рассмотрении тенденций изменчивости температуры при возрастании глобальной МПНА можно выделить, во-первых, устойчивое уменьшение температуры в верхней стратосфере со скоростью около 0.015 градуса 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 возможных значениях молниевой продукции (30–60 ТгN/год), и, в-третьих, незначительное и слабо меняющееся при возрастании МПНА увеличение температуры тропосферы — как нижней, так и верхней. При этом значимость тропосферных изменений температуры невысока.

Для исследования процессов, которые влияют на температуру атмосферы при увеличении глобальной МПНА, на рис. 2 приведены кривые, показывающие изменчивость содержания  $\text{NO}_x$ , озона, нагрева и охлаждения атмосферы в разных высотных диапазонах в зависимости от глобальной МПНА. При естественном монотонном увеличении содержания окислов азота при нарастании их молниевой продукции следует отметить различия в скорости этого увеличения для разных

высот. Максимальная скорость нарастания содержания окислов азота отмечается в верхней тропосфере и нижней стратосфере, где происходит основное образование азотных радикалов при грозовых явлениях [23].

Соответствующее нарастанию  $\text{NO}_x$  изменение содержания озона приведено на рис. 2б. В тропосфере, где окислы азота способствуют локальной продукции озона [26], их увеличение в результате увеличения молниевой продукции приводит к параллельному увеличению содержания озона, которое начинает насыщаться на уровнях грозовой продукции 50 ТгN/год и выше. Обратная картина наблюдается в верхней стратосфере, где окислы азота являются основным разрушителем озона [18, 24], и их увеличение ведет к сокращению озона. Однако в связи с тем, что на высотах верхней стратосферы влияние грозовой продукции на содержание окислов азота невелико (рис. 2а), и сокращение озона в верхней стратосфере при нарастании МПНА является не столь значительным.

В нижней стратосфере, по всей видимости, конкурируют оба процесса: образование озона в присутствии окислов азота при окислении углеводородов и угарного газа, которое преобладает в тропосфере, и разрушение озона в азотных каталитических циклах, доминирующее в стратосфере [4]. В результате при относительно малых скоростях МПНА преобладает образование озона, и его содержание в нижней стратосфере нарастает, а при достаточно больших — начинает преобладать стратосферное разрушение озона, в результате чего его концентрация в нижней стратосфере начинает убывать при нарастании продукции окислов азота (рис. 2б). При этом в связи с тем,

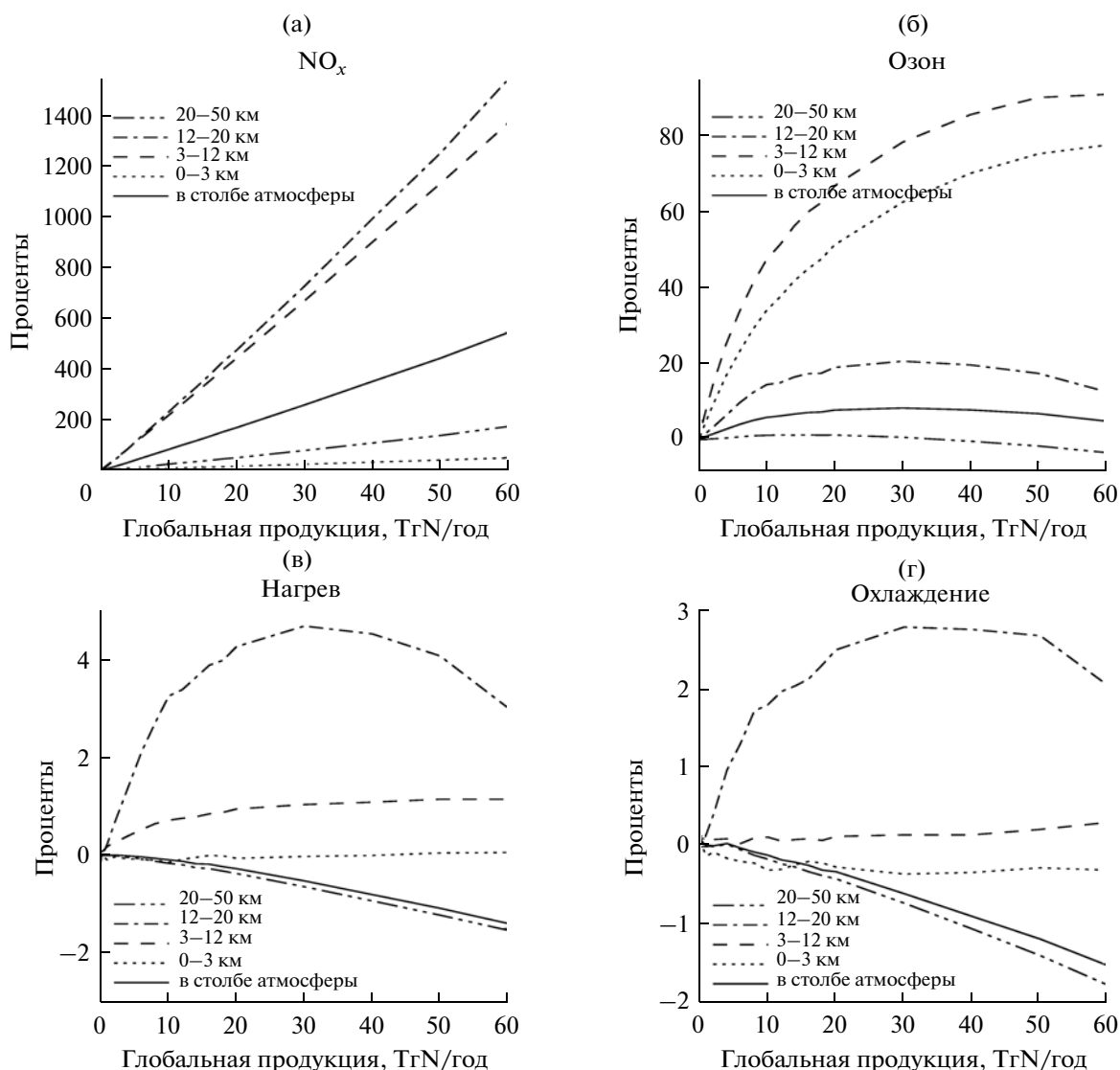


Рис. 2. Изменение интегральных параметров атмосферы при вариациях глобальной молниевой продукции окислов азота.

что большая часть атмосферного озона находится в стратосфере [18], изменение общего содержания озона меняется относительно незначительно и имеет тенденцию к убыванию при больших значениях глобальной МПНА.

Соответствующие вариациям МПНА изменения нагрева и охлаждения атмосферы, которые, с одной стороны, оказывают непосредственное локальное влияние на температуру, а с другой стороны, могут привести к изменениям атмосферного переноса тепла и массы и оказать косвенное воздействие на температурный режим, приведены на рис. 2в и 2г. В целом изменения нагрева и охлаждения атмосферы следуют вариациям содержания озона, хотя при этом изменяются практически синхронно и соответствуют рассчитанным изменениям температуры (рис. 1). Это говорит о важной роли локального термодинамического

равновесия для рассматриваемых диапазонов высот [26] и о влиянии содержания озона как на нагрев, так и на охлаждение нижней и средней атмосферы. Несмотря на существенные изменения содержания озона в тропосфере, изменения нагрева и охлаждения здесь незначительны, что подтверждает большее влияние поверхности на радиационный баланс тропосферы по сравнению с влиянием атмосферных газов. С другой стороны, в верхней стратосфере при незначительных изменениях содержания озона нагрев и охлаждение стратосферы меняются довольно существенно, что подтверждает известное положение о доминирующем влиянии озона на радиационный режим стратосферы [4].

Для анализа пространственно-временных особенностей изменения температуры при увеличении МПНА были выбраны сценарии со значимы-

ми и близкими к реальным значениями глобальной грозовой продукции. Поэтому дальнейший анализ проводился для значений 10 TgN/год, которое приводит к значимым с высоким уровнем изменениям температуры и находится посередине диапазона наиболее вероятных значений глобальной продукции, и 20 TgN/год, которое приходится на максимальное потепление в нижней стратосфере.

На рис. 3 приведено высотно-широтное процентное изменение атмосферного содержания нечетного азота, рассчитанное при увеличении глобальной МПНА от 0 до 10 TgN/год. Максимальный эффект наблюдается в тропической верхней тропосфере – нижней стратосфере в течение всех сезонов. В средней и верхней стратосфере отмечается неоднородное широтное изменение концентрации окислов азота. Сезонная изменчивость характеризуется сдвинутыми в летнее полушарие зонами максимального увеличения содержания окислов азота в тропической верхней тропосфере и уменьшением концентрации азотных газов в средней антарктической стратосфере в течение полярной ночи. Последний эффект может быть связан с ускорением процессов гравитационного осаждения частиц полярных стратосферных облаков из-за увеличения их размеров (при поглощении дополнительного количества паров азотной кислоты) и некоторого увеличения содержания азотных составляющих антарктической весной, что может объясняться испарением полярных стратосферных облаков и высвобождением паров азотной кислоты.

Увеличение содержания азотных составляющих в антарктической нижней стратосфере, с одной стороны, может привести к увеличению площади поверхности полярных стратосферных облаков, а с другой стороны, может уменьшить эффект денитрификации полярной стратосферы, который является ключевым для формирования “озоновой дыры” [5]. Таким образом, при рассмотрении влияния МПНА на содержание атмосферного озона, помимо чисто химических эффектов увеличения продукции озона в тропосфере и его разрушения в стратосфере [7], необходимо рассматривать и не прямые эффекты.

На рис. 4 приведено рассчитанное в модели изменение концентрации озона при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 TgN/год. Высотное распределение изменчивости озона в целом соответствует теоретическим представлениям о различном влиянии окислов азота на озон в нижней и средней атмосфере [18]. В тропосфере и нижней стратосфере, где окислы азота способствуют образованию озона, дополнительная продукция окислов азота в результате грозowych явлений приводит к существенному увеличению содержания озона, а в средней стратосфере, где азотные каталитические циклы являются основным стоком для озона, происходит уменьшение его содержания.

Анализ сезонного хода изменчивости озона при увеличении МПНА показывает, что в полярных районах отмечается уменьшение содержания озона в верхней стратосфере в течение антарктической полярной ночи и увеличение его концентрации в период развития весенней аномалии. Этот эффект, с учетом увеличения содержания азотных составляющих, означает, что уменьшение денитрификации оказывается более существенным для озоновой дыры, чем увеличение площади поверхности полярных стратосферных облаков. Уменьшение денитрификации приводит к ослаблению разрушения озона в хлорных и бромных каталитических циклах [5], что способствует увеличению содержания озона в весенней антарктической стратосфере, несмотря на увеличение хлорной активации на увеличившихся по площади полярных стратосферных облаках.

Изменение содержания озона в какой-либо точке может привести к соответствующим изменениям как локального нагрева атмосферы, так и ее охлаждения [26]. Результирующее изменение радиационного баланса может инициировать изменение атмосферной циркуляции, приводящее к перераспределению массы и тепла. Расчетное изменение скорости нагрева атмосферы приведено на рис. 5. Существенное увеличение нагрева атмосферы наблюдается полярной весной и летом в нижней полярной стратосфере обоих полушарий. Весенний период характеризуется формированием озоновых дыр в атмосфере [5]. Увеличение нагрева может приводить к более быстрому повышению температуры полярной стратосферы, испарению полярных стратосферных облаков, разрушению циркумполярного вихря и заполнению озоновой дыры. Таким образом, создаются условия для формирования положительной обратной связи, когда увеличение содержания озона в весенней антарктической стратосфере вызывает ее нагрев, что ускоряет заполнение озоновой дыры, т.е. приводит к дальнейшему повышению концентрации озона.

Однако увеличение содержания озона может привести и к увеличению охлаждения стратосферы, которое может скомпенсировать нагрев. При этом охлаждение атмосферы определяется не только содержанием озона, но и содержанием других радиационно-активных газов и температурой. Эти параметры также меняются при возмущении химического состава молниевыми разрядами, а суммарный эффект определяется совокупностью всех влияющих факторов и возможными обратными связями. На рис. 6 приведено изменение охлаждения атмосферы, соответствующее изменению состава атмосферы при добавлении грозовой продукции окислов азота. В целом эффект влияния молниевых разрядов оказывается большим на охлаждение, чем на нагрев атмосферы. При этом следует иметь в виду, что положительные изменения охлаждения соответствуют его уменьше-

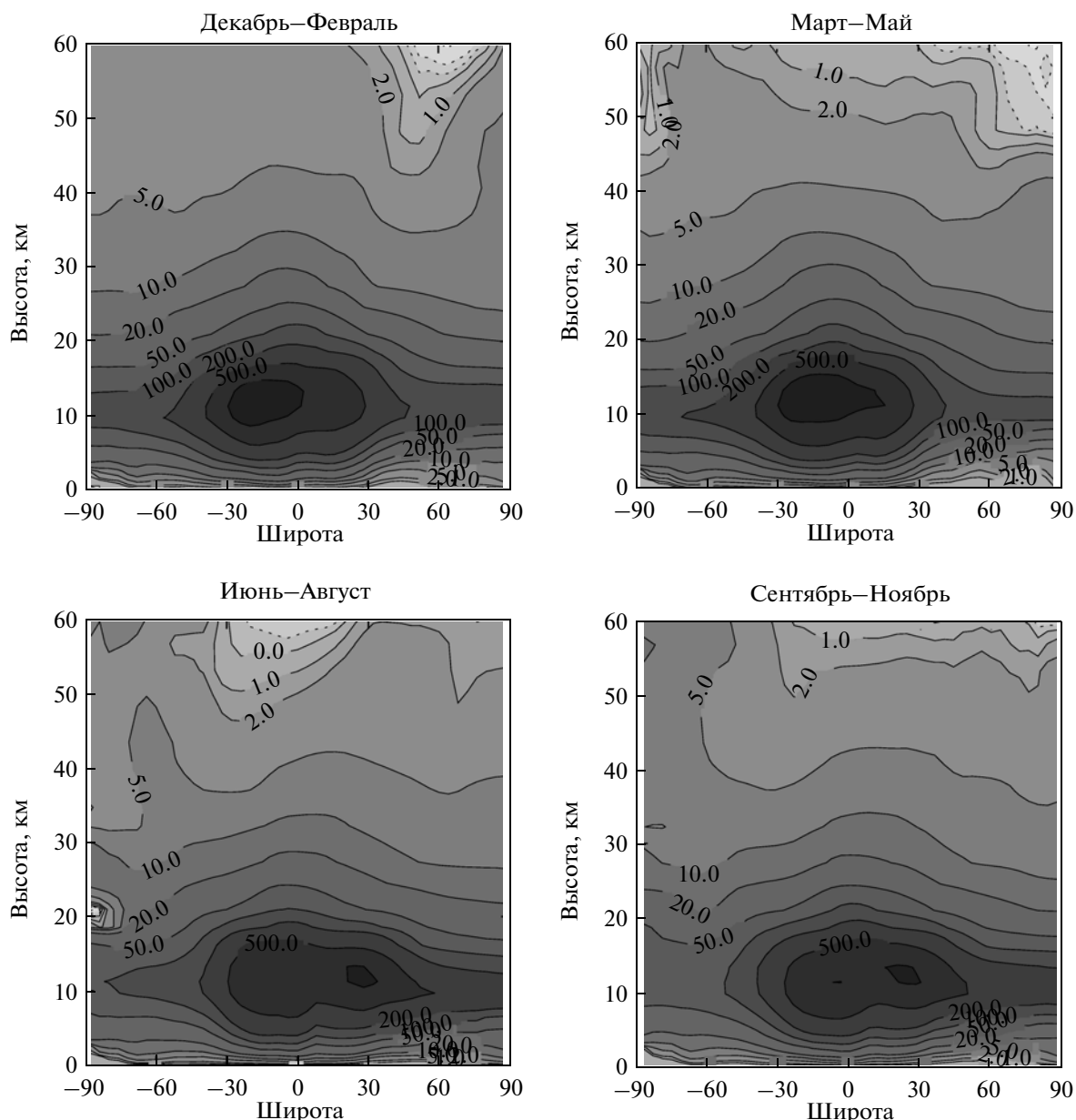


Рис. 3. Процентное изменение концентрации нечетного азота при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 ТгN/год.

нию, так как охлаждение является отрицательной величиной, компенсируя положительный нагрев.

Таким образом, как показывают результаты расчетов, приведенные на рис. 6, в нижней тропической стратосфере отмечается уменьшение охлаждения атмосферы в течение всего года, а в антарктической стратосфере — его увеличение. Увеличение охлаждения антарктической стратосферы становится наиболее выраженным в течение полярной ночи и весной. На высотах нижней стратосферы, где справедливо предположение о локальном термодинамическом равновесии [4], преобладание изменения охлаждения над нагре-

вом означает, что в областях увеличения охлаждения будут интенсифицироваться нисходящие движения воздушных масс, а в местах уменьшения охлаждения атмосферы будут возникать дополнительные восходящие потоки, способствующие уменьшению содержания озона. При этом нисходящие потоки создают условия для накопления озона.

В соответствии с законом сохранения массы, соблюдение которого в подобных моделях обеспечивается уравнением неразрывности, изменение вертикальных потоков должно компенсироваться горизонтальными движениями. На рис. 7

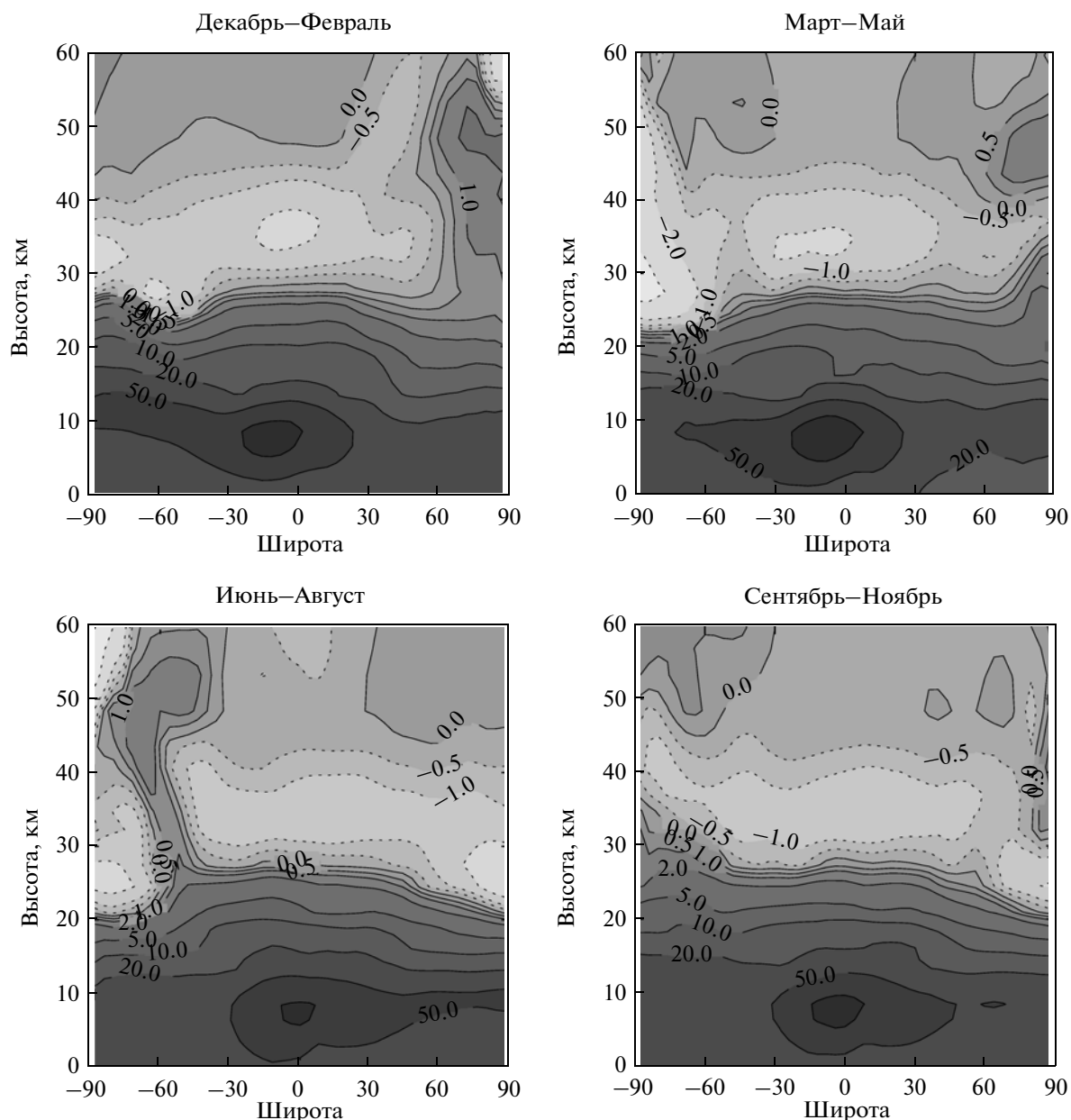


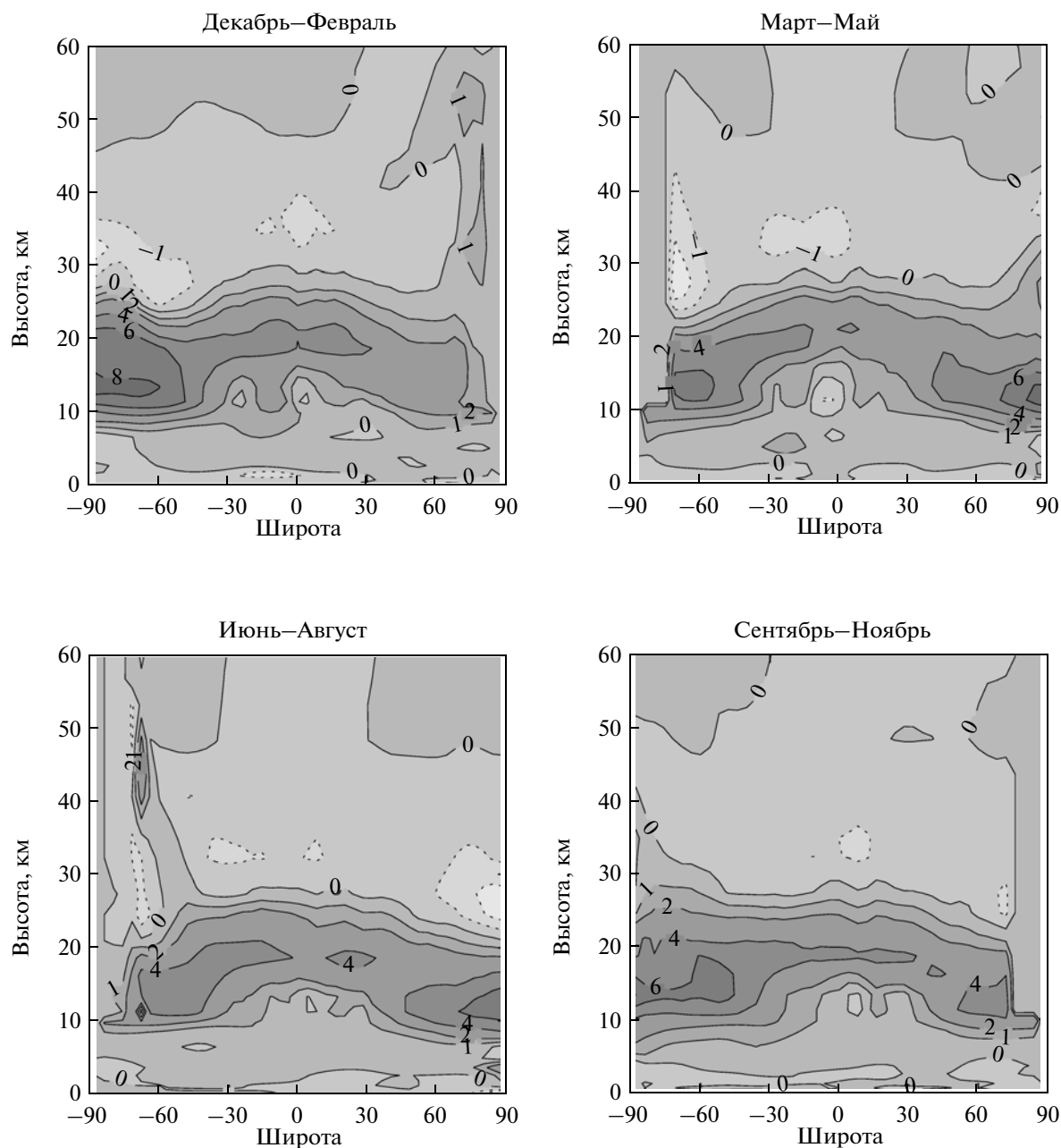
Рис. 4. Процентное изменение концентрации озона при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 ТгN/год.

приведено изменение дивергенции широтного потока тепла при изменении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 ТгN/год. Заметное изменение горизонтального переноса тепла, которое характеризует изменение общей циркуляции атмосферы, отмечается в районе формирования циркумполярного вихря, т.е. на границе полярных и умеренных широт, особенно хорошо выраженное антарктической зимой и весной. При этом преобладание отрицательного изменения потока означает приток воздуха в антарктический регион, т.е. ослабление условия изоляции антарктической атмосферы внутри циркумпо-

лярного вихря и более быстрое заполнение его области в результате весеннего потепления.

Изменение температуры атмосферы в результате всех процессов, сопутствующих увеличению МПНА от 0 до 10 ТгN/год, показано на рис. 8. В целом для изменения температуры характерно ее увеличение в тропосфере и нижней стратосфере и уменьшение – в средней и верхней стратосфере. При этом в полярных районах отмечаются свои особенности изменения температуры. В частности, в антарктической стратосфере температура уменьшается в течение полярной ночи и увеличивается весной, а в Арктике и зимой и весной отме-





**Рис. 5.** Изменение нагрева атмосферы (проценты) при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 TgN/год.

чается охлаждение верхней стратосферы и потепление нижней стратосферы, причем граница между положительными и отрицательными изменениями понижается от зимы к весне. Эти эффекты могут быть связаны, с одной стороны, с соотношением между нагревом и охлаждением стратосферы, так как полярной зимой нагрев отсутствует, а весной появляется, а с другой стороны, с динамическим эффектом ослабления изоляции циркумполярного вихря и интенсификации весеннего стратосферного потепления (рис. 7).

Очевидно, что увеличение температуры в течение полярной ночи в Арктике не может объясняться увеличением нагрева стратосферы в результате увеличения содержания озона, так как в этот период отсутствует приток солнечной радиации и соответственно не меняется нагрев атмосферы. Причиной увеличения температуры стратосферы для периода полярной ночи (июнь–август) может быть увеличение широтного притока тепла в Арктический регион из других широт (рис. 7). Подобное изменение притока тепла воз-

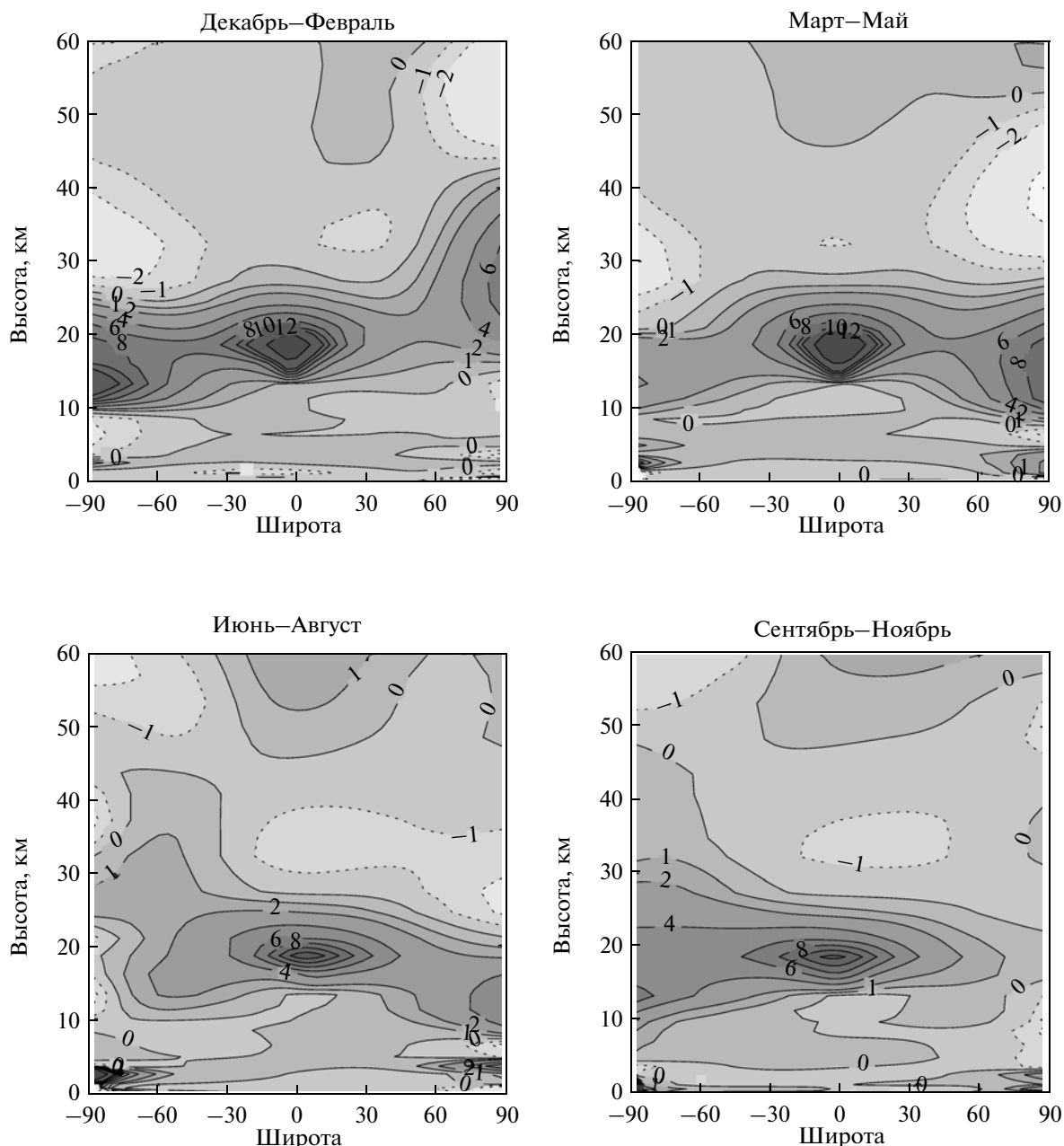


Рис. 6. Изменение охлаждения атмосферы (проценты) при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 ТгN/год. Положительные значения соответствуют уменьшению охлаждения, отрицательные – его увеличению.

никает в результате изменений условий глобальной меридиональной циркуляции как реакции на смещение баланса между нагревом и охлаждением атмосферы при возмущении ее химического состава молниевыми вспышками. В антарктической стратосфере, в отличие от Арктики, в течение полярной ночи отмечается небольшое похолодание. Это может объясняться как выхолаживанием стратосферы в отсутствие нагрева при устойчивом циркумполярном вихре (рис. 6), так и менее существенным изменением дивергенции

потока тепла в нижней стратосфере в период полярной ночи.

Потепление полярной стратосферы в Антарктике весной уже не может объясняться увеличением широтного притока тепла (рис. 7), однако из-за возобновления солнечного нагрева атмосферы в этот период начинает играть существенную роль баланс между локальным нагревом и охлаждением полярной стратосферы (рис. 5 и 6). При этом в весенний период в Антарктике происходит как увеличение коротковолнового нагрева

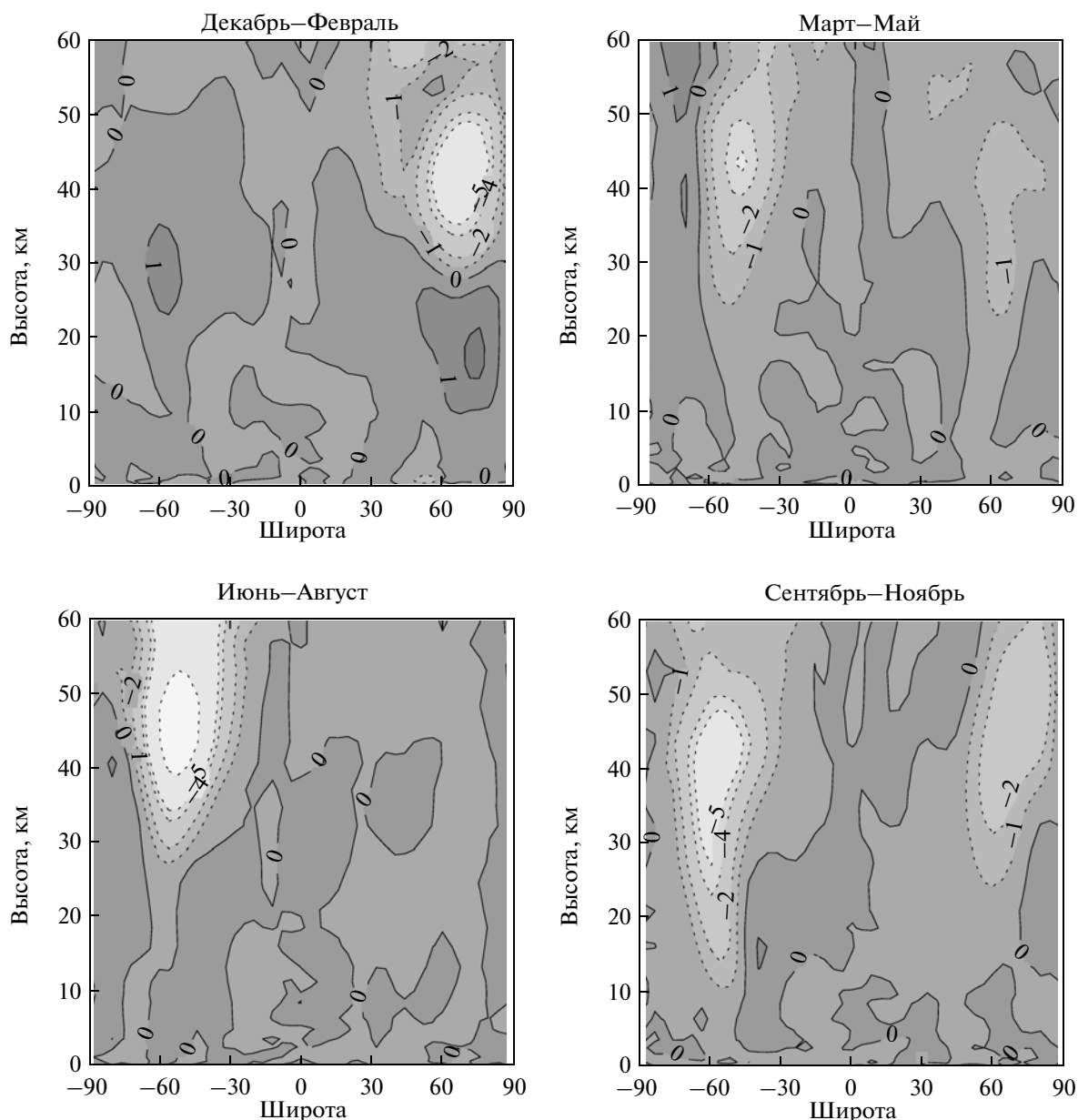
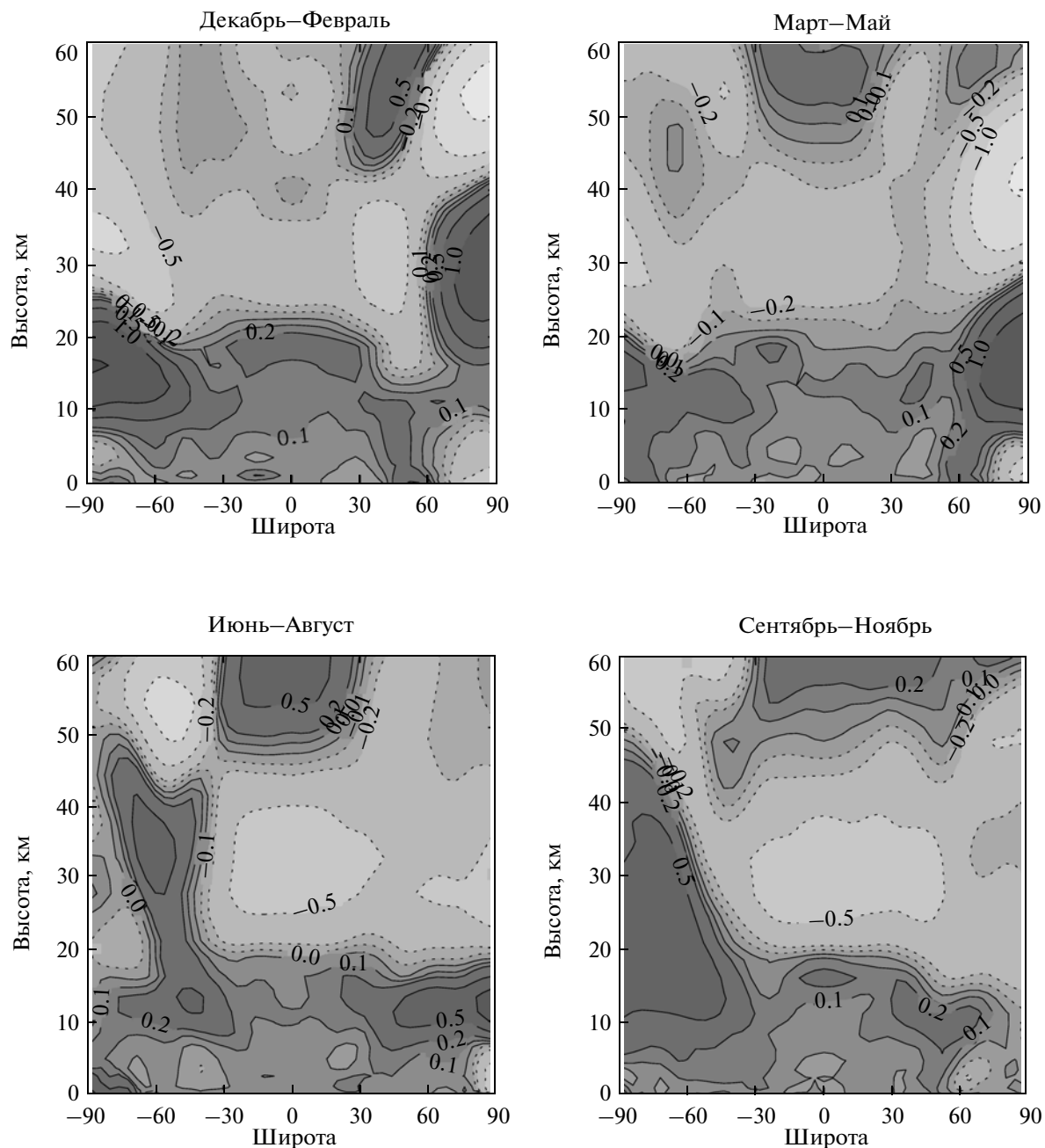


Рис. 7. Изменение широтной дивергенции потока тепла (проценты) при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 TgN/год (положительное направление с юга на север).

стратосферы (рис. 5), так и уменьшение ее охлаждения (рис. 6). Таким образом, увеличение температуры антарктической стратосферы в сентябре–ноябре можно объяснить в большей степени локальными эффектами изменения нагрева и охлаждения атмосферы.

Различия в реакции температуры нижней стратосферы на изменение глобальной МПНА в Северном и Южном полушарии можно объяснить различиями общей циркуляции атмосферы в разных полушариях [18]. Изменение температуры атмосферы в ответ на изменение скорости МПНА вызывается не прямыми локальными эф-

фектами, а изменениями переноса тепла и массы. Таким образом, изменение температуры полярной зимой, когда нет солнечного нагрева атмосферы, полностью определяется изменением притока тепла атмосферной циркуляцией. В Северном полушарии увеличение температуры полярной зимой говорит о притоке тепла при увеличении МПНА из-за неустойчивого циркумполярного вихря, а в Южном полушарии уменьшение температуры свидетельствует об увеличении выхолаживания при устойчивом циркумполярном вихре при увеличении молниевой продукции  $\text{NO}_x$ . В весенний период изменение температуры



**Рис. 8.** Изменение температуры атмосферы (градусы) при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 10 TgN/год.

является результатом комбинированного изменения локального нагрева и притока тепла.

Для исследования высотно-широтных особенностей изменения температуры для значений молниевой продукции окислов азота, соответствующих максимальному увеличению в нижней стратосфере (рис. 1), на рис. 9 приведены результаты расчетов изменения температуры атмосферы при изменении глобальной скорости МПНА от 0 до 20 TgN/год. Следует отметить, что макси-

мальное потепление в нижней стратосфере, превышающее 1 градус Кельвина, обеспечивается, главным образом, увеличением температуры в полярных широтах. При этом полярной зимой отмечается уменьшение температуры нижней стратосферы в обоих полушариях, которое частично уменьшает глобальный эффект. Это может являться следствием увеличения охлаждения нижней полярной стратосферы в отсутствие нагрева при устойчивом циркумполярном вихре.

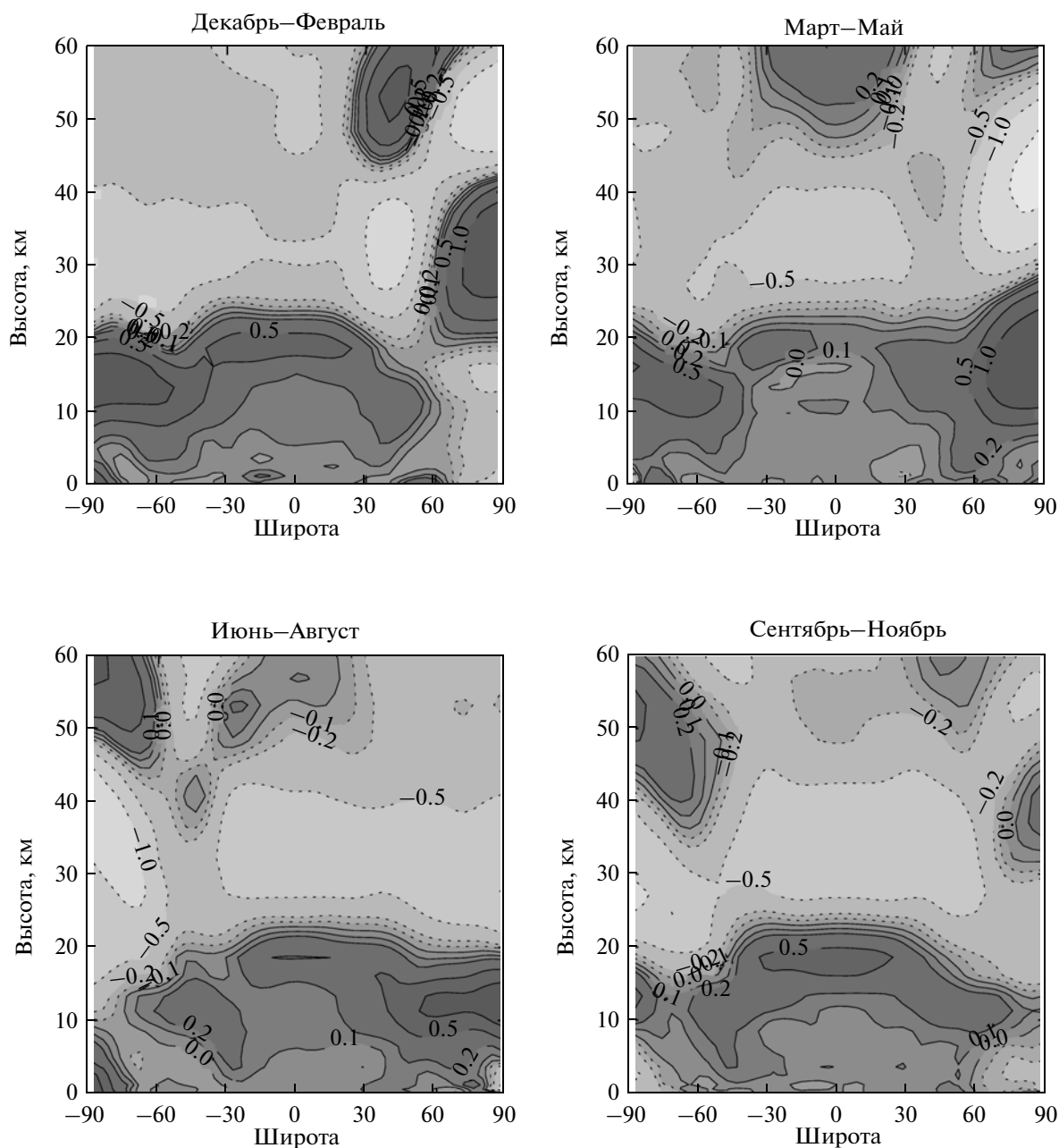


Рис. 9. Изменение температуры атмосферы (градусы) при увеличении молниевой продукции окислов азота от 0 до 20 TgN/год.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что в результате изменчивости грозовой продукции окислов азота и результирующей изменчивости концентраций радиационно-активных газов в атмосфере температура более всего меняется в нижней и средней стратосфере. Этот эффект может достигать нескольких градусов, в среднем за период в несколько десятилетий. Изменение температуры в основном следует колебаниям озона и определяется конкурентным взаимодействием увеличения озона в нижней стратосфере, приводящего к

потеплению, и его уменьшения в верхней стратосфере, ведущего к похолоданию.

Наиболее значимые изменения температуры отмечаются в тропической зоне и в полярных районах. Самые существенные изменения температуры в полярных районах отмечаются в период полярной ночи и весной после возвращения Солнца. Полярной ночью, при отсутствии локального нагрева, изменение температуры может быть связано с вариациями локального выхолаживания и с изменением притока и оттока тепла атмосферной циркуляцией. В период полярной

весны, когда развиваются озоновые аномалии, изменение температуры, вероятнее всего, связано с изменением потока тепла и с изменением локального нагрева атмосферы в результате изменения концентрации озона.

Изменение термодинамических условий в верхней тропосфере, где происходят грозовые явления, создает потенциал для обратных связей между изменением состава атмосферы в результате молниевой активности, возникающими в результате этого изменениями температуры и соответствующими изменениями условий для возникновения молниевых разрядов. Проведенное модельное исследование показало, что в среднеклиматическом смысле изменения температуры в верхней тропосфере в тропических широтах, где происходит наибольшее количество грозовых явлений, не является существенным. Однако в отдельные годы в результате изменения молниевой продукции окислов азота в пределах естественной изменчивости могут создаваться условия, при которых температура в верхней тропосфере может меняться до нескольких градусов как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения, что может привести к изменению условий формирования грозовых разрядов и соответственно к возникновению обратных связей.

В связи с этим актуальным становится повышение точности оценок скорости формирования окислов азота при молниевых разрядах и использование в моделях газового состава и общей циркуляции атмосферы не климатологических данных, а теоретических параметризаций, позволяющих учесть локальные особенности условий протекания молниевых эффектов и возникающие при этом процессы формирования окислов азота. Кроме того, следует заметить, что исследуемое в настоящей работе молниевое воздействие на химический состав атмосферы может рассматриваться как пример непрямого воздействия на структуру атмосферы даже при малых изменениях ее состава. Другие возмущения химического состава атмосферных газов могут также привести к изменению химических, радиационных и динамических характеристик атмосферы, что требует дальнейшего изучения с использованием интерактивных моделей химии, радиации и динамики атмосферы.

Одним из возможных направлений развития настоящей работы может также стать прямой учет радиационных свойств двуокиси азота, которыми обычно пренебрегают, так как их вклад в радиационный баланс при фоновых концентрациях азотных составляющих является незначительным на фоне других радиационно-активных газов. Однако при повышенных концентрациях двуокиси азота, как, например, в зонах повышенной грозовой активности, значимость радиационных свойств двуокиси азота может резко повыситься [27], в результате чего значимость прямого влияния окислов азота на температуру может возрасти.

Работа выполнена в Российском государственном гидрометеорологическом университете в рамках гранта Правительства РФ (Договор №11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых, Института прикладной физики РАН и Института вычислительной математики РАН при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 11-05-01201-а, 10-05-01045-а, 11-05-12055-офи-м-2011), а также в рамках мероприятий Федеральной целевой программы “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы по направлению “Геохимия” (Соглашение 14.В37.21.0587).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Noxon J.F.* Atmospheric nitrogen fixation by lightning // *Geophys. Res. Lett.* 1976. V. 3. № 8. P. 463–465.
2. *Griffing G.W.* Ozone and oxides of nitrogen production during thunderstorms // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. № 6. P. 943–950.
3. *Schumann U., Huntrieser H.* The global lightning-induced nitrogen oxides source // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 3823–3907.
4. *Brasseur G.P., Orlando J.J., Tyndal G.S.* Atmospheric Chemistry and Global Change. Oxford: Oxford University Press, 1999. 688 p.
5. *Смышляев С.П., Галин В.Я., Шаарийбуу Г., Моцаков М.А.* Моделирование изменчивости газовых и аэрозольных составляющих в стратосфере полярных районов // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46. № 3. С. 291–306.
6. *Smyshlyaev S.P., Geller M.A., Yudin V.A.* Sensitivity of model assessments of high-speed civil transport effects on stratospheric ozone resulting from uncertainties in the NO<sub>x</sub> production from lightning // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D21. P. 26401–26417. doi:10.1029/1999JD900820.
7. *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.
8. *Levy H. II, Moxim W.J., Kasibhatla P.S.* A global three-dimensional time-dependent lightning source of tropospheric NO // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № D17. P. 22911–22922.
9. *Price C., Penner J., Prather M.* NO<sub>x</sub> from lightning, 2, Constraints from the global atmospheric electric circuit // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 5943–5951.
10. *DeCaria A.J., Pickering K.E., Stenichkov G.L. et al.* A cloud-scale model study of lightning-generated NO<sub>x</sub> in an individual thunderstorm during STERAO-A // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 11601–11616.
11. *Lawrence M.G., Chameides W.L., Kasibhatla P.S. et al.* Lightning and atmospheric chemistry: the rate of atmospheric NO production // *Handbook of Atmospheric Electrodynamics / Ed. Volland H.* Florida: CRC Press, Boca Raton, 1995. P. 189–202.
12. *Ko M.K.W., McElroy M.B., Weissenstein D.K., Sze N.D.* Lightning: A possible source of stratospheric odd nitrogen // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 5395–5404.
13. *Price C., Rind D.* A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 9919–9933.

14. DeCaria A.J., Pickering K.E., Stenchikov G.L., Ott L.E. Lightning-generated  $\text{NO}_x$  and its impact on tropospheric ozone production: A three-dimensional modeling study of a Stratosphere-Troposphere Experiment: Radiation, Aerosols and Ozone (STERA-O-A) thunderstorm // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. N.D14303. doi:10.1029/2004JD005556.
15. Allen D.J., Pickering K.E. Evaluation of lightning flash rate parameterizations for use in a global chemical transport model // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D23. P. 4711, doi:10.1029/2002JD002066.
16. Елохов А.С., Груздев А.Н. Измерения общего содержания и вертикального распределения  $\text{NO}_2$  на Звенигородской научной станции // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2000. Т. 36. № 6. С. 831–846.
17. Elokhov A.S., Gruzdev A.N. Estimation of Tropospheric and Stratospheric  $\text{NO}_2$  from Spectrometric Measurements of Column  $\text{NO}_2$  Abundances // *Proc. SPIE.* 1995. V. 2506. P. 444–454.
18. Jacob J.D. Introduction to atmospheric chemistry. Princeton: Princeton University Press, 1999. 264 p.
19. 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.
20. 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.
21. Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я. и др. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. Препринт ИВМ РАН № 2086-B98, М., 1998. 180 с.
22. Смышляев С.П., Галин В.Я., Зименко П.А., Кудрявцев А.П. Моделирование влияния изменений спектральных потоков солнечной радиации, вызванных солнечной активностью, на содержание атмосферного озона // *Метеорология и гидрология.* 2005. № 8. С. 25–37.
23. Pickering K., Wang E.Y., Tao W.K. et al. Vertical distribution of lightning  $\text{NO}_x$  for use in regional and global chemical transport models // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 31.203–31.216.
24. Scientific Assessment of Ozone Depletion. 2006. WMO, Global Ozone Research and Monitoring Project. Report № 47. Geneva, Switzerland, 2005.
25. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 210 с.
26. Seinfeld J.H., Pandis S.N. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. New Jersey: John Wiley and Sons, 2006. 1232 p.
27. Solomon S., Portmann R., Sanders R. et al. On the role of nitrogen dioxide in the absorption of solar radiation // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D10. P. 12047–12058, doi: 10.1029/1999JD900035.

## Simulating Indirect Effects that Thunderstorm Activity has on Atmospheric Temperature

S. P. Smyshlyaev<sup>a</sup>, E. A. Mareev<sup>b</sup>, V. Ya. Galin<sup>c</sup>, and P. A. Blakitnaya<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Russian State Hydrometeorological University, Malookhtinskii pr. 98, St. Petersburg, 195196 Russia  
e-mail: smushl@rshu.ru

<sup>b</sup> Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, ul. Ul'yanova 46, Nizhnii Novgorod, 603950 Russia  
e-mail: mareev@appl.sci-nnov.ru

<sup>c</sup> Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 119991 Russia  
e-mail: galin@inm.ras.ru

Received March 23, 2011; in final form, December 26, 2012

**Abstract**—A coupled chemistry–climate model of both lower and middle atmospheres is used to study variations in the temperature of the atmosphere when its chemical composition is disturbed due to thunderstorm activity, which results in variations in its local heating and cooling and in atmospheric heat and mass transfer. The results of model calculations showed that, due to variations in the lightning production of nitrogen oxides and resulting variations in the concentrations of atmospheric gases, the temperature varies mostly in the lower and middle stratospheres over both tropical and polar regions. On average, over a period of several decades, this effect quantitatively amounts to a few tenths of a degree; however, it can reach a few degrees at heights of the lower stratosphere over Polar regions. The level of the statistical significance of estimates exceeds 0.95 almost within all height ranges for the global lightning production (exceeding 6 TgN/yr).

**Keywords:** chemical composition, atmosphere, lightning production, nitrogen oxides, atmospheric circulation, simulation, feedbacks.