

УДК 551.513.11:551.510.4

## ВЛИЯНИЕ ВОЛНОВОЙ АКТИВНОСТИ НА ГАЗОВЫЙ СОСТАВ СТРАТОСФЕРЫ ПОЛЯРНЫХ РАЙОНОВ

© 2016 г. С. П. Смышляев<sup>1</sup>, А. И. Погорельцев<sup>1</sup>, В. Я. Галин<sup>2</sup>, Е. А. Дробашевская<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, г. С.-Петербург

<sup>2</sup>Институт вычислительной математики РАН, г. Москва

e-mail: smyshl@rshu.ru

Поступила в редакцию 24.04.2015 г.

После доработки 18.05.2015 г.

Выполнено моделирование влияния планетарных волн на устойчивость циркумполярного вихря, температуру полярной стратосферы, содержание озона и других газов с использованием глобальной химико-климатической модели нижней и средней атмосферы. Получено, что распространяющиеся из тропосферы в стратосферу планетарные волны по-разному влияют на газовый состав стратосферы Арктики и Антарктики. В Арктике степень волновой активности критическим образом влияет на формирование циркумполярного вихря, появление полярных стратосферных облаков, галогенную активацию на их поверхности и образование озоновых аномалий. Как правило, при высокой волновой активности озоновые аномалии в Арктике не образуются, а при низкой могут проявиться. В Антарктике волновая активность влияет на степень устойчивости вихря и глубину озоновых дыр, которые формируются практически при любой волновой активности, а минимальные значения содержания озона зависят от того, сильная или слабая волновая активность отмечается в конкретные годы.

DOI: 10.7868/S0016794015060152

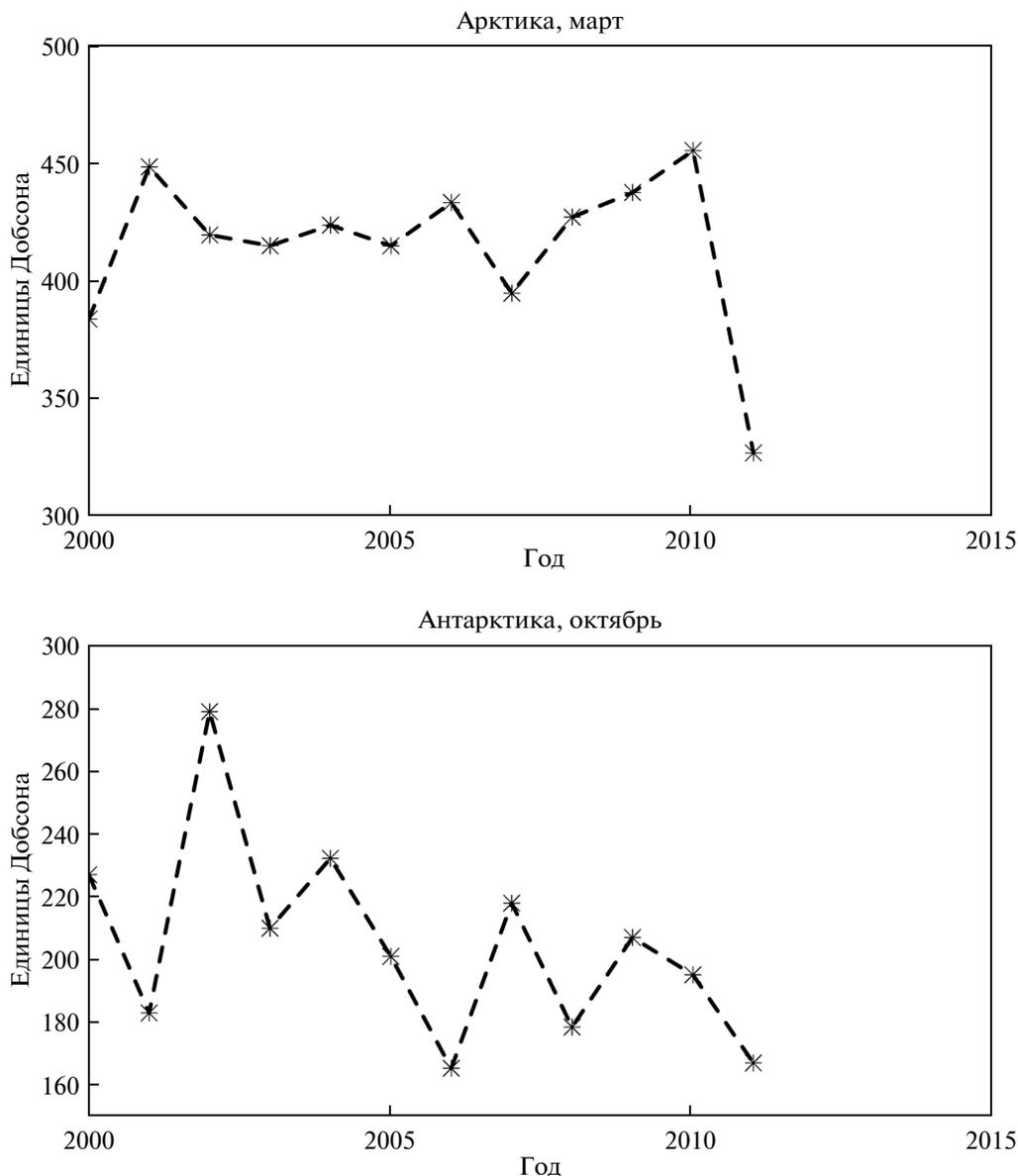
### 1. ВВЕДЕНИЕ

Межгодовые различия и внутрисезонные изменения состава и структуры стратосферы полярных районов характеризуется своими особенностями, не отмечаемыми в других районах земного шара. К таким особенностям относятся: формирование циркумполярного вихря [Harvey et al., 2002], образование полярных стратосферных облаков (ПСО) [Hamil and Toon, 1991], гетерогенная активация хлорных и бромных газов на поверхности ПСО [Solomon et al., 1986], денитрификация и дегидратация полярной стратосферы [Peter and Groob, 2012] и формирование областей низкого содержания озона, именуемых “озоновыми дырами” [Solomon, 1999]. Процессы формирования и развития озоновых аномалий в Антарктике и Арктике существенно различаются: если в Антарктике озоновые дыры регистрируются практически каждый год, начиная с середины 80-х годов XX века [WMO, 2014], то в Арктике значительное уменьшение содержания озона отмечается лишь в отдельные годы и не достигает такой глубины, как в Антарктике [Strahan et al., 2013].

Основной причиной наблюдаемых различий между формированием озоновых полярных аномалий в северном и южном полушариях является разная устойчивость циркумполярного вихря. Если в Антарктике он формируется в начале зимы и стабильно сохраняется в течение нескольких ме-

сяцев, охватывая практически весь внетропический регион [Nash et al., 1996], то в Арктике полярный циклон чаще всего разрушается в течение зимы в результате нелинейного взаимодействия с планетарными волнами во время событий внезапных стратосферных потеплений [Holton, 1980; McIntyre, 1982; Погорельцев и др., 2014; Chipperfield and Jones, 1999].

Причиной различной устойчивости циркумполярного вихря в северном и южном полушариях может быть разная волновая активность на границе полярных и умеренных широт [Haynes et al., 1991]. Распространяющиеся из тропосферы в стратосферу орографические стационарные планетарные волны в антарктическом регионе слабее, чем в Арктике, т.к. в южном полушарии на границе полярных и умеренных широт в основном находится водная поверхность, а в северном полушарии – материковая часть [Shindell et al., 2001]. В результате этого планетарные волны в южном полушарии имеют малые амплитуды и оказывают слабое воздействие на средний поток, в результате чего в стратосфере зональная скорость мало меняется во времени, основной перенос массы и тепла осуществляется вокруг полюса и обмена между умеренными и полярными широтами не происходит [Newman et al., 2001]. При высокой волновой активности, характерной для зимы северного полушария, распространяющиеся из тропосферы планетарные волны воздей-



**Рис. 1.** Межгодовые изменения общего содержания озона полярной весной в северном (верх) и южном (низ) полушариях по результатам наблюдений TOMS и SBUV.

ствуют на средний поток в стратосфере, нарушают стабильность зонального переноса вокруг полюса, что приводит к разрушению или делению циркумполярного вихря [Vargin, 2013].

Между тем, и в Антарктике и в Арктике наблюдаются значительные межгодовые различия, как глубины озоновых аномалий, так и площади зоны, охваченной озоновой дырой [Huck et al., 2005]. Как показывают результаты наблюдений, в первые весенние месяцы колебание среднего по полярной зоне общего содержания озона (рис. 1) от года к году может достигать до 100 ед. Добсона [Stolarski and Frith., 2006; Chehade et al., 2014]. Содержание хлорных и бромных малых газовых со-

ставляющих, которые, как считается в соответствии с современными представлениями, являются основными разрушителями озона в период формирования озоновых дыр [Solomon, 1999], в нижней стратосфере остается в последнее время стабильным и не подверженным значительной межгодовой изменчивости [Newman et al., 2007]. В этой ситуации причиной межгодовой изменчивости процессов формирования полярных озоновых аномалий могут быть не связанные с орографическими особенностями вариации волновой активности, регистрируемые в обоих полушариях [Huck et al., 2005; Strahan et al., 2013]. В свою очередь, межгодовые различия волновой активности внетропической стратосферы могут быть обу-

словлены изменениями температуры поверхности океана, приводящими к изменениям вертикального потока волновой активности из тропосферы в стратосферу [Hu et al., 2014].

Изменения климата могут привести к значительным вариациям не только температуры поверхности океана, но и площади его покрытия льдом [МГЭИК, 2013]. Результатом влияния изменений климата на свойства подстилающей поверхности может быть изменение волновой активности в тропосфере, влияющее на устойчивость циркумполярного вихря и, следовательно, частоту появления и глубину озоновых аномалий в полярной стратосфере [Rex et al., 2004]. Возможно, что участвовавшие в последнее время озоновые мини-дыры в Арктике являются следствием влияния изменений климата на волновую активность, циркумполярный вихрь и процессы внутри него [Pogoreltsev et al., 2009; Strahan et al., 2013].

Несмотря на то, что теоретические аспекты влияния волновой активности на общую циркуляцию атмосферы, формирование циркумполярного вихря и физические и химические процессы внутри него являются хорошо известными, многие детали взаимосвязи изменений климата, свойств подстилающей поверхности, волновой активности, устойчивости циркумполярного вихря и формирования озоновых аномалий все еще являются предметом научной дискуссии. Целью настоящей работы является теоретическое модельное исследование этих аспектов взаимодействия физических и химических процессов в полярной стратосфере, сравнение процессов в Арктике и Антарктике, прояснение значимости влияния глобальных волновых процессов и изменения климата на озоновые полярные аномалии.

## 2. МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Моделирование влияния планетарных волн на устойчивость циркумполярного вихря, температуру полярной стратосферы и содержание озона и других газов в северном и южном полушариях проводилось с использованием глобальной химико-климатической модели нижней и средней атмосферы (ХКМ) [Галин и др., 2007]. ХКМ представляет собой объединение моделей общей циркуляции и состава атмосферы. Используемая в настоящей работе среднеатмосферная версия модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ИВМ РАН [Алексеев и др., 1998] предназначена для воспроизведения пространственного распределения и временной изменчивости динамических параметров атмосферы, т.е. температуры, скоростей ветра, давления, влажности и некоторых других характеристик в тропосфере, стратосфере и мезосфере. Модель основана на конечно-разностном решении уравнений гидротермоди-

намики, основывающихся на аппроксимации уравнений движения и притока тепла, представляющих собой математическое описание фундаментальных законов физики [Дымников и др., 2005].

В модели учитываются планетарные и внутренние гравитационные волны. Для учета влияния атмосферных волн на процессы в полярной стратосфере используется параметризация гравитационно-волнового сопротивления, представляющая собой учет переноса импульса и энергии гравитационными волнами, которые генерируются в тропосфере и разрушаются в стратосфере и мезосфере [Peters et al., 2004]. В модели параметрически учитываются гравитационные волны двух типов. К первому из них относятся волны, возникающие из-за орографического сопротивления, т.е. генерируются взаимодействием натекающего потока с неоднородностями поверхности Земли [Palmer et al., 2004; Gavrilov et al. 2013; Гаврилов др., 2014]. Волны этого типа, главным образом, и определяют разницу между динамическими условиями в полярных районах северного и южного полушарий. Гравитационные волны второго типа генерируются неорографическими источниками, такими как вертикальный сдвиг скорости ветра и конвекция [Hines, 1997a].

Для вычисления тенденций скоростей ветра и температуры, обусловленных орографическим сопротивлением, в модели используется параметризация гравитационно-волнового сопротивления на основе работы [Palmer et al., 2004]. При этом эмпирически задаются данные об орографии, а также подсеточная дисперсия орографии, на основании которых вычисляется напряжение трения на поверхности, вызванное гравитационными волнами, а также его высотное изменение [Алексеев и др., 1998]. Высотное изменение напряжения трения используется для вычисления тенденций скоростей ветра и температуры.

Учет неорографического волнового сопротивления особенно важен для моделирования межгодовой изменчивости стратосферных процессов, где обрушение внутренних гравитационных волн (ВГВ) решающим образом влияет на средний поток и, соответственно, устойчивость циркумполярного вихря [Haunet et al., 2001]. В настоящей работе для учета эффектов ВГВ используется параметризация из работы [Hines, 1997b], в которой рассматривается спектр распространяющихся из тропосферы волн с различными вертикальными волновыми числами. Предполагается, что ВГВ генерируются на заданном уровне в тропосфере и распространяются вверх, перенося импульс и энергию. Конвергенция потоков импульса и энергии из-за разрушения волн приводит к изменению горизонтального импульса и температуры.

При рассмотрении влияния неорографического сопротивления в модели рассматривалось 12 азимутальных направлений распространения волновой энергии. Оценивалось Доплеровское расширение спектра распространяющихся по заданным азимутальным направлениям волн. При этом рассматривалось нелинейное взаимодействие волн по спектру и волн с фоновым ветром. На основании этих расчетов оценивалась тенденция изменчивости температуры и скоростей ветра и вертикальный коэффициент турбулентности. Влияние подстилающей поверхности на волновую энергию учитывалось оценкой температуры поверхности, рассчитываемой для суши и задаваемой для морской поверхности, определяющей сдвиг ветра и конвективную неустойчивость.

В модели газового состава атмосферы (МГС) рассматриваются изменения концентраций 74 основных газовых составляющих атмосферы, прямо или косвенно влияющих на скорости фотохимического изменения озона [Smyshlyaev et al., 1998]. В модели учитываются 174 химические реакции и 51 процесс фотолиза с участием кислородных, водородных, азотных, хлорных, бромных и серных газов, что позволяет рассматривать влияние химических процессов на образование и эволюцию малых газов и сульфатного аэрозоля. Количество и тип учитываемых фотохимических реакций позволяет исследовать изменения концентрации основных влияющих на озон газов, как в стратосфере, так и в тропосфере [Смышляев и др., 2002]. Для расчета коэффициентов фотолиза учитываются спектральные вариации приходящей солнечной радиации с учетом влияния на нее солнечной активности, а также поглощения и рассеяния радиации в атмосфере [Dvortsov et al., 1992].

Для исследования влияния волновых процессов на изменения газового состава полярной стратосферы используется модель образования и эволюции полярных стратосферных облаков (ПСО), которые играют ключевую роль в формировании явлений “озоновых дыр” поздней зимой—ранней весной в Антарктике и Арктике [Смышляев и др., 2010]. Модель позволяет рассчитывать появление ПСО полярной зимой в нижней стратосфере (15–25 км) на основе существующих на этих высотах частицах сульфатного аэрозоля, когда температура воздуха понижается ниже 200 К. В результате образования ПСО, с одной стороны, увеличивается площадь поверхности аэрозольных частиц, где происходят гетерогенные реакции, приводящие к перераспределению хлорных и бромных газовых составляющих атмосферы с последующим разрушением озона в хлорных и бромных каталитических циклах, а, с другой стороны, ПСО поглощают пары азотной кислоты и водяного пара, что приводит к денитрификации и дегидратации полярной атмосферы.

В МГС учитывается влияние уменьшения азотных и водородных газов на увеличение относительной роли хлорных и бромных газов в каталитическом разрушении озона, что, с учетом гетерогенной активации на поверхности ПСО, ведет к усилению эффекта разрушения озона [Sovde et al., 2008]. Фотодиссоциация газофазных продуктов гетерогенных реакций на поверхности ПСО ведет к высвобождению галогенных радикалов (Cl и Br), которые разрушают озон в каталитических циклах. Роль волновых процессов при образовании ПСО учитывается в результате взаимодействия МГС и МОЦА при моделировании формирования циркумполярного вихря, который изолирует полярную стратосферу от обмена воздухом и теплом с умеренными широтами, в результате чего в течение полярной ночи образуется область низких температур, что способствует образованию и длительному существованию ПСО и накоплению оптически активных резервуарных газов Cl<sub>2</sub>, NOCl, BrCl и HOBr. С возвращением солнца происходит высвобождение накопившихся галогенных радикалов с последующим быстрым разрушением озона.

Однако в присутствии азотных газов в атмосфере может происходить быстрое возвращение хлорных и бромных радикалов обратно в резервуарное состояние. В связанном состоянии, в форме ClONO<sub>2</sub> и BrONO<sub>2</sub> галогенные составляющие не представляют опасности для озона, а гетерогенные реакции после возвращения солнца и повышения температуры не происходят, т.к. полярные стратосферные облака испаряются. В этой ситуации определяющую роль играет денитрификация полярной атмосферы, т.к. в результате приведенных выше гетерогенных реакций образовавшаяся азотная кислота остается в составе частиц полярных стратосферных облаков, а их гравитационное осаждение приводит к вымыванию азотной кислоты из стратосферы [de Zafra and Smyshlyaev, 2001]. В результате к моменту испарения ПСО после возвращения солнца в составе частиц полярных стратосферных облаков остается незначительное количество HNO<sub>3</sub>, являющейся доминирующим азотосодержащим газом нижней стратосферы.

Из-за сокращения содержания азотной кислоты концентрации двуокиси азота NO<sub>2</sub>, также как и общее количество азотосодержащих газов намного уменьшаются по сравнению с уровнем начала полярной ночи перед началом процессов образования ПСО. В результате процессов денитрификации полярной стратосферы хлорные и бромные радикалы еще значительное время находятся в активном виде и продолжают разрушать озон в каталитических циклах.

Таким образом, при моделировании газового состава полярных районов важно правильно опи-

сывать формирование циркумполярного вихря средним потоком, влияния на его устойчивость волновых процессов, а также изменение температуры полярной стратосферы, формирование и изменение площади поверхности полярных стратосферных облаков (ПСО) и скоростей гетерогенных процессов на них, а также процессы денитрификации полярной стратосферы. В используемой в настоящей работе ХКМ все эти процессы учитываются в рамках взаимодействия МОЦА и МГС. В модели рассматриваются два типа ПСО. При понижении температуры полярной ночью ниже 200 К в стратосфере появляются облака, состоящие из жидких частиц, содержащих серную и азотную кислоты и воду. Подобные облака называются полярными стратосферными облаками первого типа (ПСО-1). ПСО-1 состоят из тригидрата азотной кислоты (NAT) и тройного раствора  $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$ . При температурах ниже 190 К в полярной стратосфере регистрируются полярные стратосферные облака второго типа (ПСО-2), состоящие из ледяных частиц.

Интерактивно объединяющая МОЦА и МГС химико-климатическая модель охватывает нижнюю атмосферу, т.е. тропосферу, в диапазоне высот от поверхности до тропопаузы (10–16 км), а также среднюю атмосферу, т.е. стратосферу и мезосферу, в диапазоне высот от тропопаузы до мезопаузы (в районе высоты 90 км). Высотная область выбрана, исходя из необходимости описания физических процессов, ответственных за пространственно-временное распределение как тропосферных, так и стратосферных динамических и химических параметров, а мезосфера рассматривается как буферная область, позволяющая отодвинуть верхнюю границу и уменьшить ошибку моделирования процессов в стратосфере за счет влияния верхних граничных условий.

Для исследования влияния волновых процессов на устойчивость циркумполярного вихря, изменение температуры стратосферы, формирование ПСО, денитрификацию полярной стратосферы и образование озоновых дыр ХКМ запускалась на период с 2000 по 2015 годы. Анализу подвергались результаты расчетов изменчивости динамических и химических параметров в северном и южном полушарии в 2010 и 2011 годах, когда и в Антарктике и в Арктике наблюдались существенные межгодовые отличия (рис. 1). Основным фактором, влияющим на изменение неорографического сопротивления в 2010 и 2011, являлось задание вариаций температуры поверхности и океана и площади его покрытия льдом [Rayner et al., 2003], влияющих на сдвиг ветра в пограничном слое и спектр распространяющихся вверх гравитационных волн. Основной целью анализа являлось сравнение влияния волновой активности на межгодовые различия процессов, влияющих на газовый состав нижней полярной

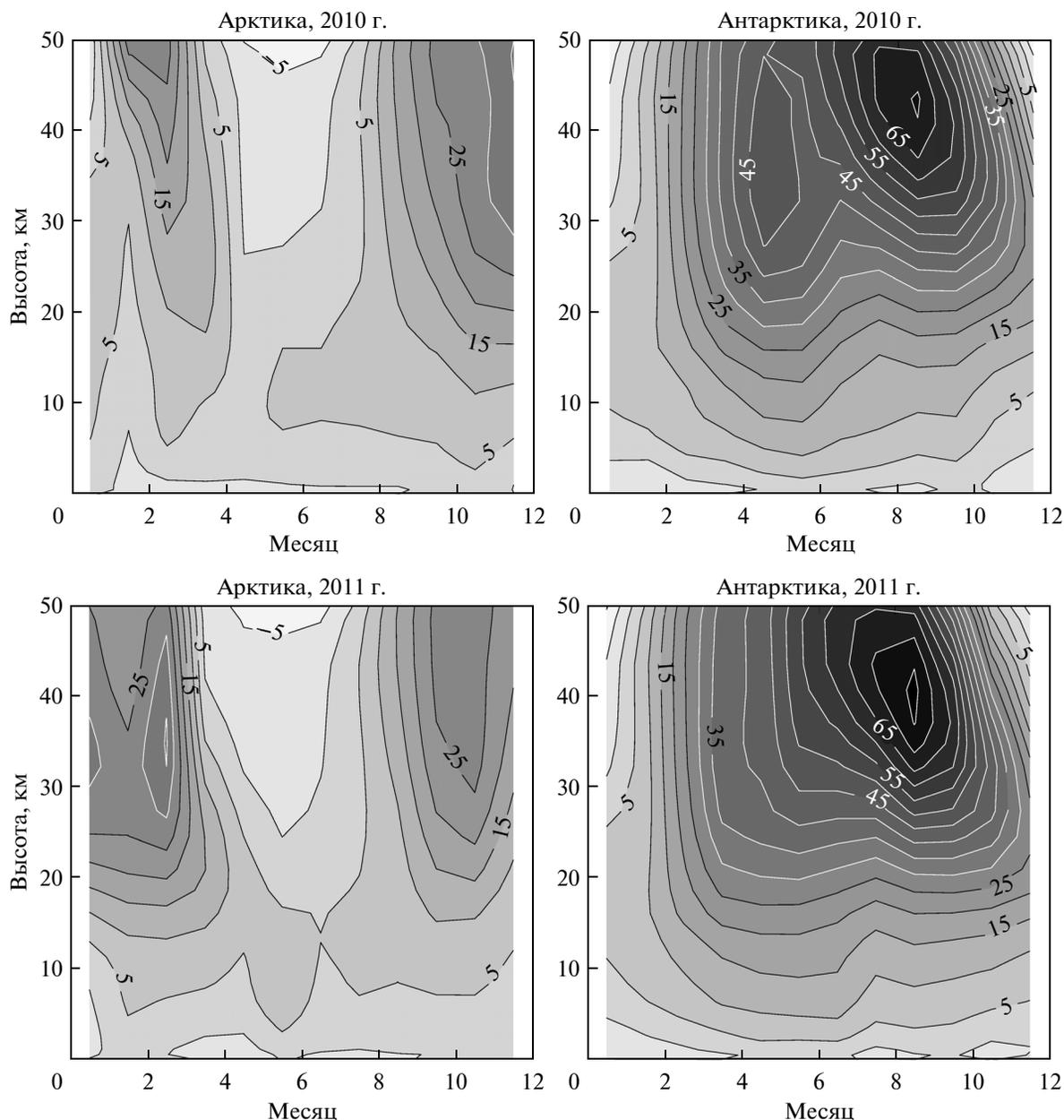
стратосферы в северном и южном полушариях. Следует заметить, что целью настоящей работы не являлось сравнение результатов расчетов с результатами наблюдений в 2010 и 2011 годах, т.к. основным интересом исследования был качественный анализ различий динамических условий, отмечаемых в эти годы, с точки зрения их влияния на физические и химические механизмы изменения газового состава полярной стратосферы.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

На рисунке 2 приведено рассчитанные на ХКМ высотно-временные изменения среднего зонального ветра на границе полярных и умеренных широт ( $64^\circ$ ) северного и южного полушарий в 2010 и 2011 годах. В соответствии с представлениями о динамике взаимодействия тропосферы и стратосферы [Haynes et al., 1991] вертикальное перемещение тепла и массы контролируется дивергенцией потока Элиассена–Пальма при мало меняющемся зональном ветре ( $\partial\bar{u}/\partial t \approx 0$ ). Для устойчивости циркумполярного вихря это означает, что при слабом воздействии распространяющихся из тропосферы планетарных волн в нижней стратосфере основное движение тепла и массы происходит в зональном направлении, а меридиональный перенос ослаблен. При усилении волнового потока из тропосферы устойчивость зонального потока нарушается, зональная скорость ветра начинает меняться во времени, что приводит к усилению меридионального обмена между полярными и средними широтами. Устойчивость и величина зонального потока характеризует устойчивость циркумполярного вихря, т.к. при стабильном зональном направлении циркумполярный вихрь является стабильным и обмен воздухом в меридиональном направлении является слабым.

Если рассмотреть с этой точки зрения временные изменения среднего зонального ветра в нижней стратосфере (высоты 15–25 км) в зимний период на границе полярных и умеренных широт в Арктике и Антарктике (рис. 2), то можно обнаружить как общие черты, так и отличия, характерные для полярных районов северного и южного полушарий. Во-первых, следует отметить, что абсолютные значения средней зональной скорости на границе полярных и средних широт в нижней стратосфере в течение зимнего периода в южном полушарии в два раза выше, чем в северном полушарии. Это является результатом большего орографического сопротивления в Арктике, чем в Антарктике.

Межгодовые изменения зонального ветра в нижней стратосфере в Арктике существенно больше, чем в Антарктике. В северном полуша-

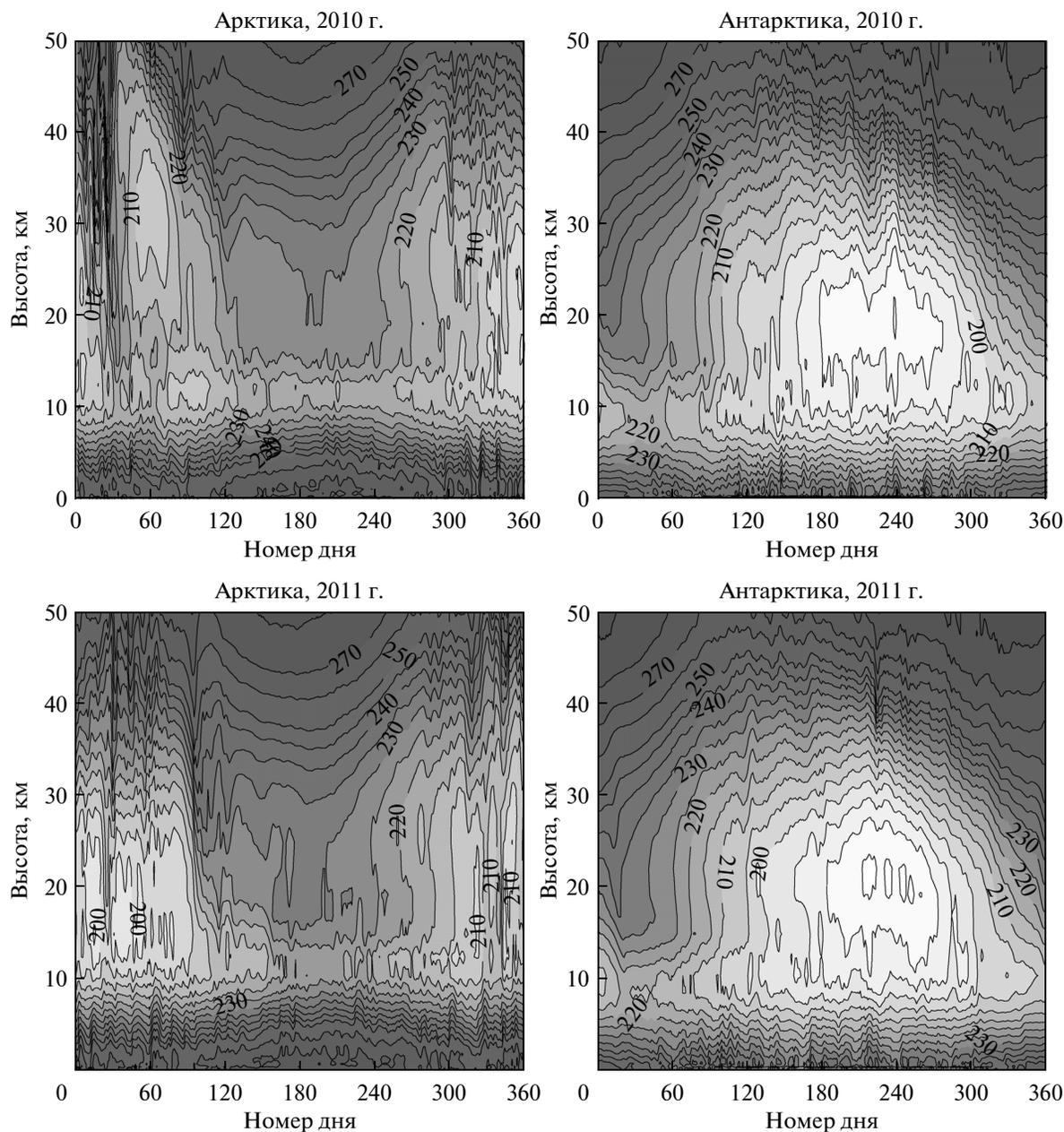


**Рис. 2.** Высотно-временные изменения зонального ветра на границе полярных и умеренных широт Арктики ( $64^{\circ}$  N) и Антарктики ( $64^{\circ}$  S) в 2010 (верхняя панель) и 2011 (нижняя панель) годах.

рии изменение условий на нижней границе является достаточным для принципиального различия временной изменчивости среднего потока вокруг полюса. В начале 2010 года в районе 20 км зональный ветер является слабым (5–8 м/с) и сильно меняется со временем, тогда как в 2011 году при сильном зональном ветре (10–20 м/с) в этот период отмечается стабильность потока вокруг полюса в течение всей зимы и начала весны. Таким образом, в Арктике в 2011 году динамические условия качественно соответствуют Антарктическим, только с меньшими значениями, а в

2010 году динамическая картина в Арктике совершенно не похожа на Антарктическую.

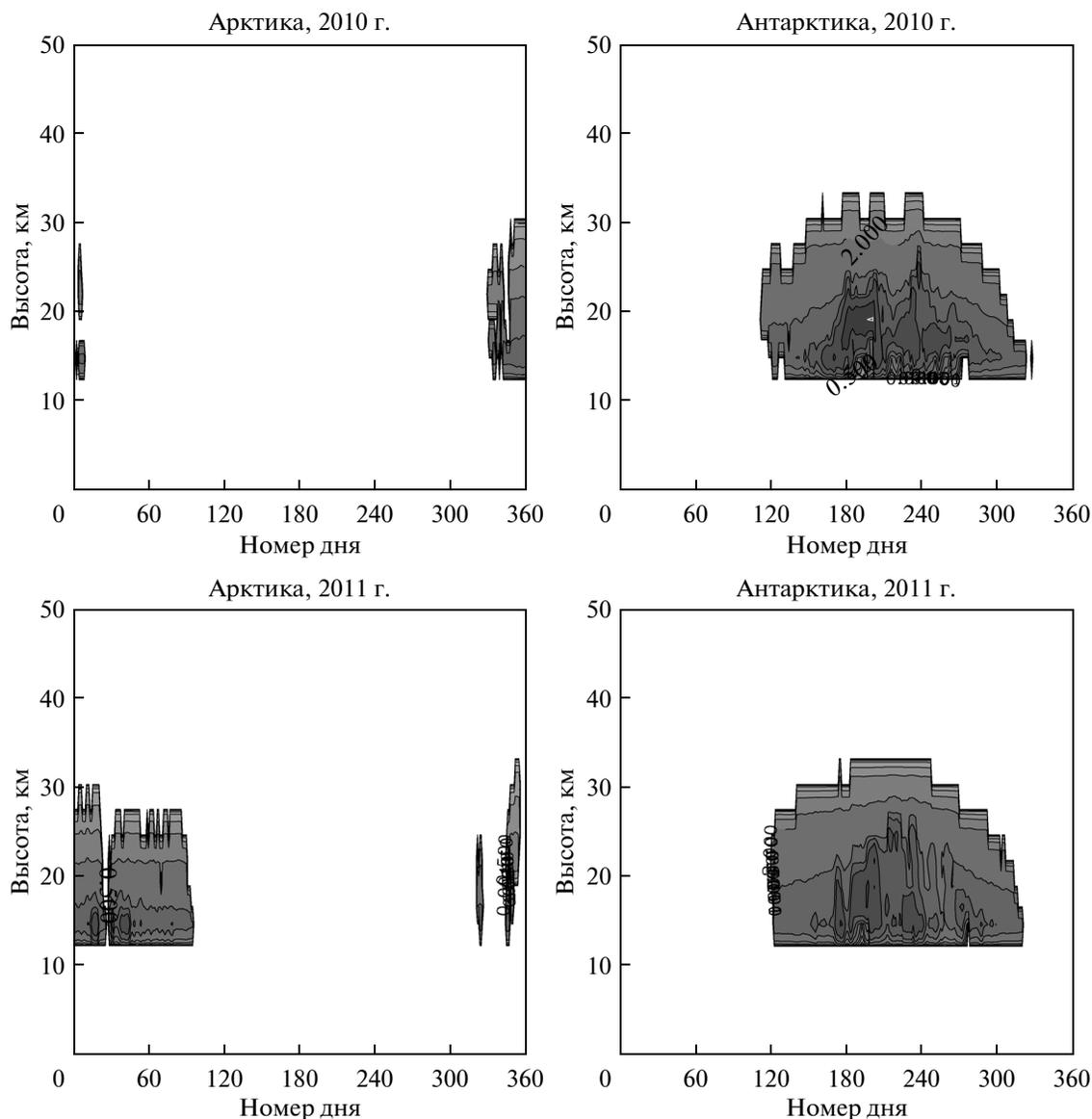
В свою очередь в Антарктике при малой межгодовой изменчивости в 2010 году планетарные волны в июле–августе проникают выше (до 30 км), чем в 2011 году (до 20 км). В зональном ветре это выражается в большей временной стабильности в зимней нижней стратосфере в 2011 году по сравнению с 2010 годом. Таким образом, анализ модельных расчетов изменчивости зональной скорости, приведенных на рис. 2, показывает, что в Антарктике циркумполярный вихрь длительно



**Рис. 3.** Высотно-временные изменения температуры атмосферы (К) вблизи полюса: Арктика ( $88^{\circ}$  N) и Антарктика ( $88^{\circ}$  S) в 2010 г. (верхняя панель) и 2011 г. (нижняя панель).

существует практически независимо от волновой активности, меняющейся вследствие изменчивости условий на нижней границе, которые влияют только на степень его устойчивости, тогда как в Арктике волновая активность определяет само существование циркумполярного вихря. При слабой волновой активности, характерной для 2011 года, полярный циклон существует долго и устойчиво, тогда как в 2010 году, когда волновая активность была сильной, циркумполярный вихрь практически незаметен.

Влияние определяемой волновой активностью устойчивости циркумполярного вихря на температуру атмосферы показано на рисунке 3. Большая стабильность циркумполярного вихря в Антарктике по сравнению с Арктикой приводит к тому, что температура нижней стратосферы в южной полярной зоне в течение зимы на 10–20 градусов ниже, чем арктической зимой. При этом область низких температур в Антарктике устойчиво существует в течение нескольких месяцев, тогда как в Арктике временные изменения температуры являются более выраженными. Межгодо-



**Рис. 4.** Высотно-временные изменения площади поверхности полярных стратосферных облаков I типа ( $\text{мкм}^2/\text{см}^3$ ) вблизи полюса: Арктика ( $88^\circ \text{N}$ ) и Антарктика ( $88^\circ \text{S}$ ) в 2010 г. (верхняя панель) и 2011 г. (нижняя панель).

вые вариации температуры в исследуемые 2010 и 2011 годы определяются изменениями устойчивости циркумполярного вихря, выражающейся, в том числе, изменениями зональной скорости (рис. 2). В Антарктике более сильная волновая активность в 2010 году приводит к отсутствию областей с температурой ниже 190 К, которые отмечаются в 2011 году. При этом картина высотно-временной изменчивости температуры в основных чертах совпадает в эти годы в южной полярной зоне. В Арктике же разная волновая активность в исследуемые годы приводит к тому, что в 2010 г. области с температурой ниже 200 К практически не появляются, а в 2011 году подобная зона существует, хотя и менее устойчиво по сравнению с антарктической температурой.

Формирование полярных стратосферных облаков критическим образом зависит от температуры: если температура атмосферы падает ниже 200 К, то создаются условия для формирования ПСО I типа, а если температура опускается ниже 190 К, то могут формироваться ПСО II типа [Смышляев и др., 2010]. В соответствии с этим, как видно из рис. 4, происходит формирование высотно-временной изменчивости площади поверхности ПСО-I в Арктике и Антарктике в условиях 2010 и 2011 годов. В 2010 г. в северной полярной зоне облака I-го типа появляются только в начале года, когда температура нижней стратосферы на короткое время опускается ниже 200 К (рис. 3), затем после внезапного стратосферного потепления циркумполярный вихрь разрушается

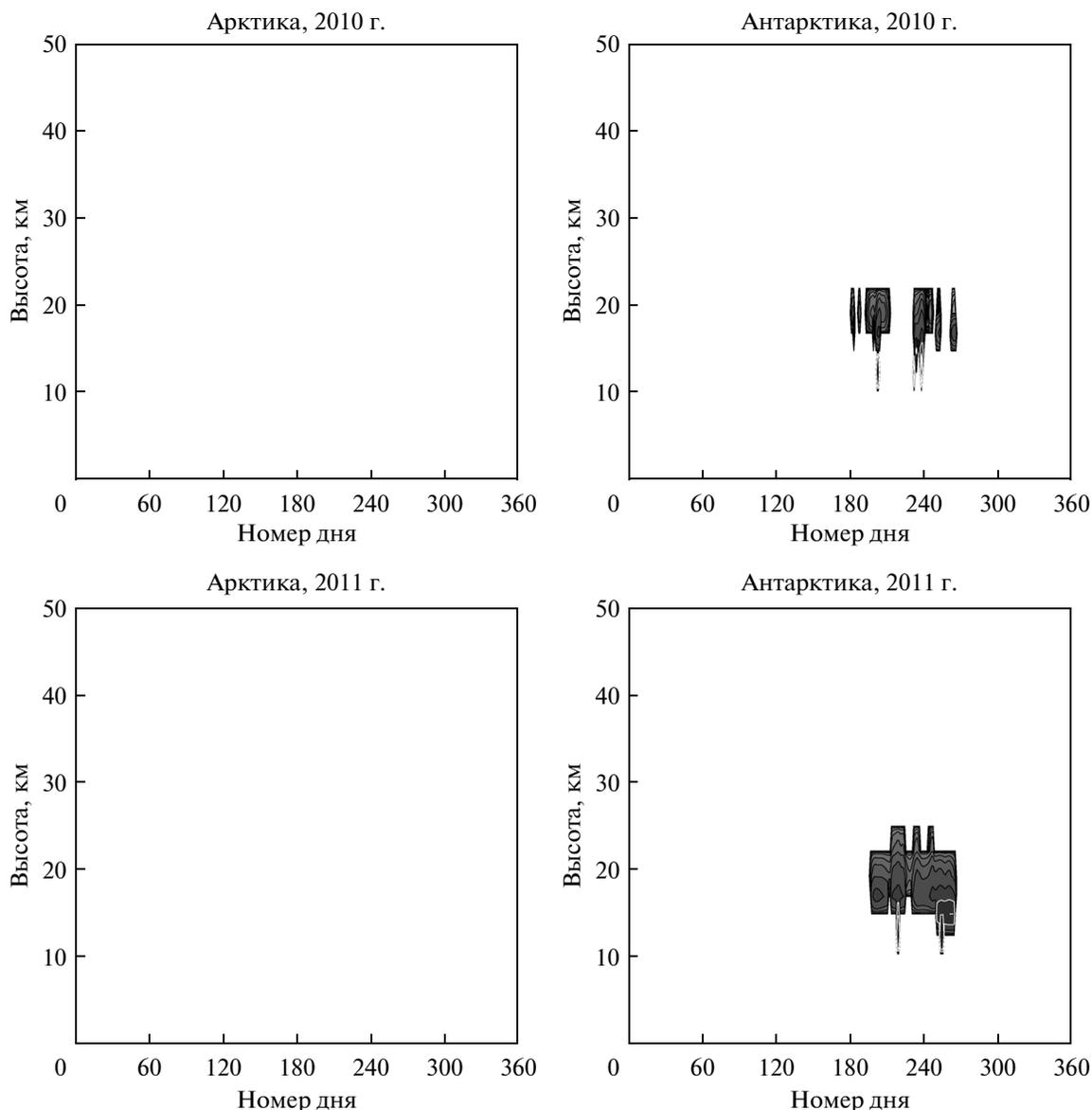
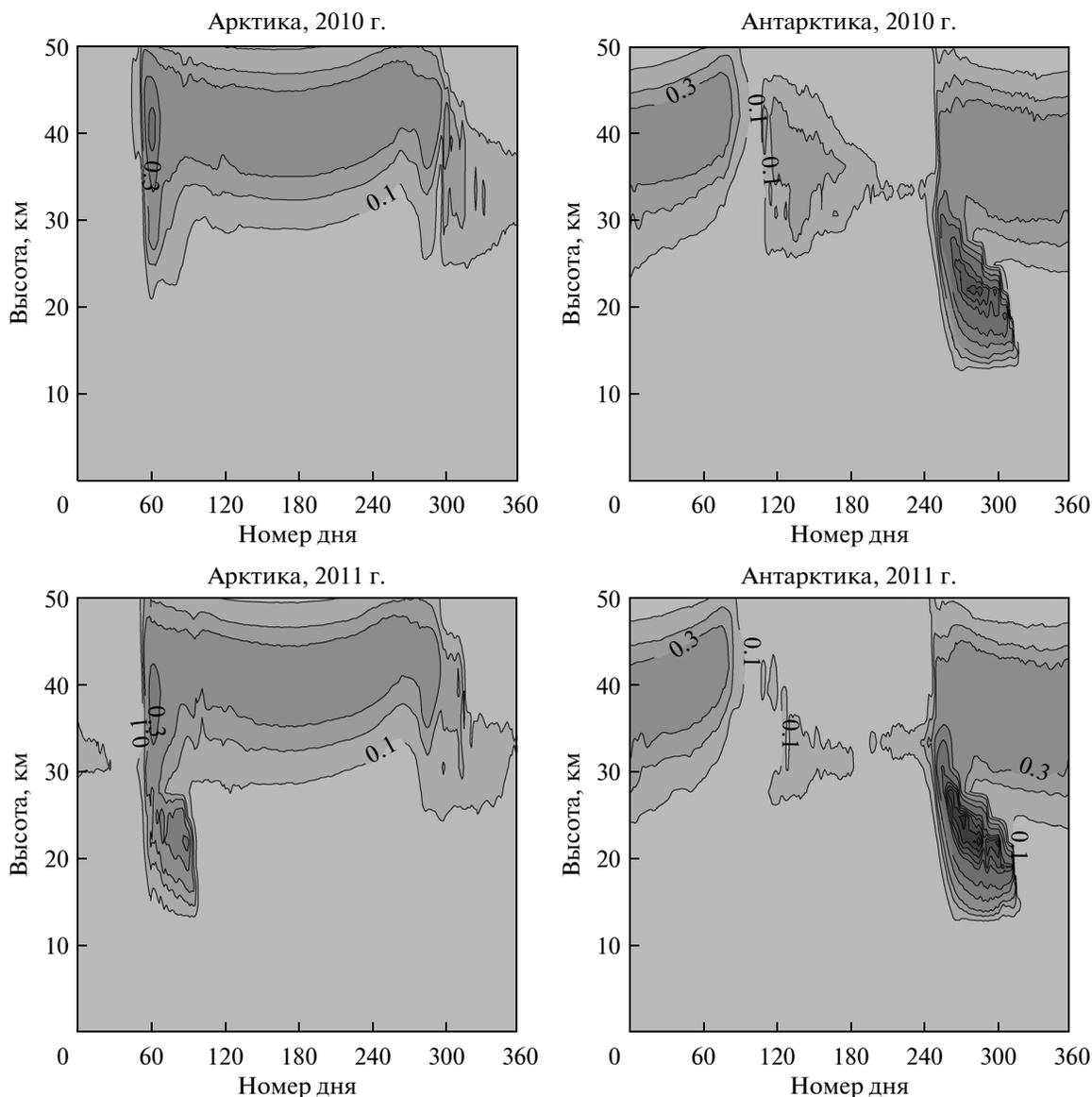


Рис. 5. Аналогично рис. 3, только для полярных стратосферных облаков II типа ( $\text{мкм}^2/\text{см}^3$ ).

(рис. 2), температура повышается, ПСО испаряются и больше до конца зимы не проявляются (рис. 4). В конце 2010 года в Арктике вновь создаются условия для формирования циркумполярного вихря, который стабильно существует и в первые месяцы 2011 года (рис. 2), в результате чего температура в этот период остается ниже 200 К (рис. 3) и ПСО-I присутствуют внутри полярной зоны в течение всей зимы 2010–2011 годов (рис. 4). В Антарктике же, несмотря на несколько различающиеся динамические условия (рис. 2), температура сохраняется низкой в течение всей зимы как в 2010, так и в 2011 годах (рис. 3), в результате чего облака I-го типа в южной полярной зоне также существуют в течение всей зимы и начале весны (рис. 4).

Полярные стратосферные облака II типа образуются в результате замерзания частиц облаков I-го типа при температуре ниже 190 К [Sovde et al., 2008]. В Арктике, несмотря на различия в динамических условиях в 2010 и 2011 годах, волновая активность остается все же высокой из-за орографических эффектов, в результате чего значения зональной скорости в нижней стратосфере в зимний период существенно ниже, чем в Антарктике (рис. 2), что характеризует устойчивость циркумполярного вихря. В результате этого температура ниже 190 К не опускается (рис. 3) и условия для формирования ПСО-II здесь не создаются (рис. 5). В Антарктике же, если для облаков I-го типа картина изменчивости практически одинакова в 2010 и 2011 годах (рис. 4), то для облаков II типа отмеча-



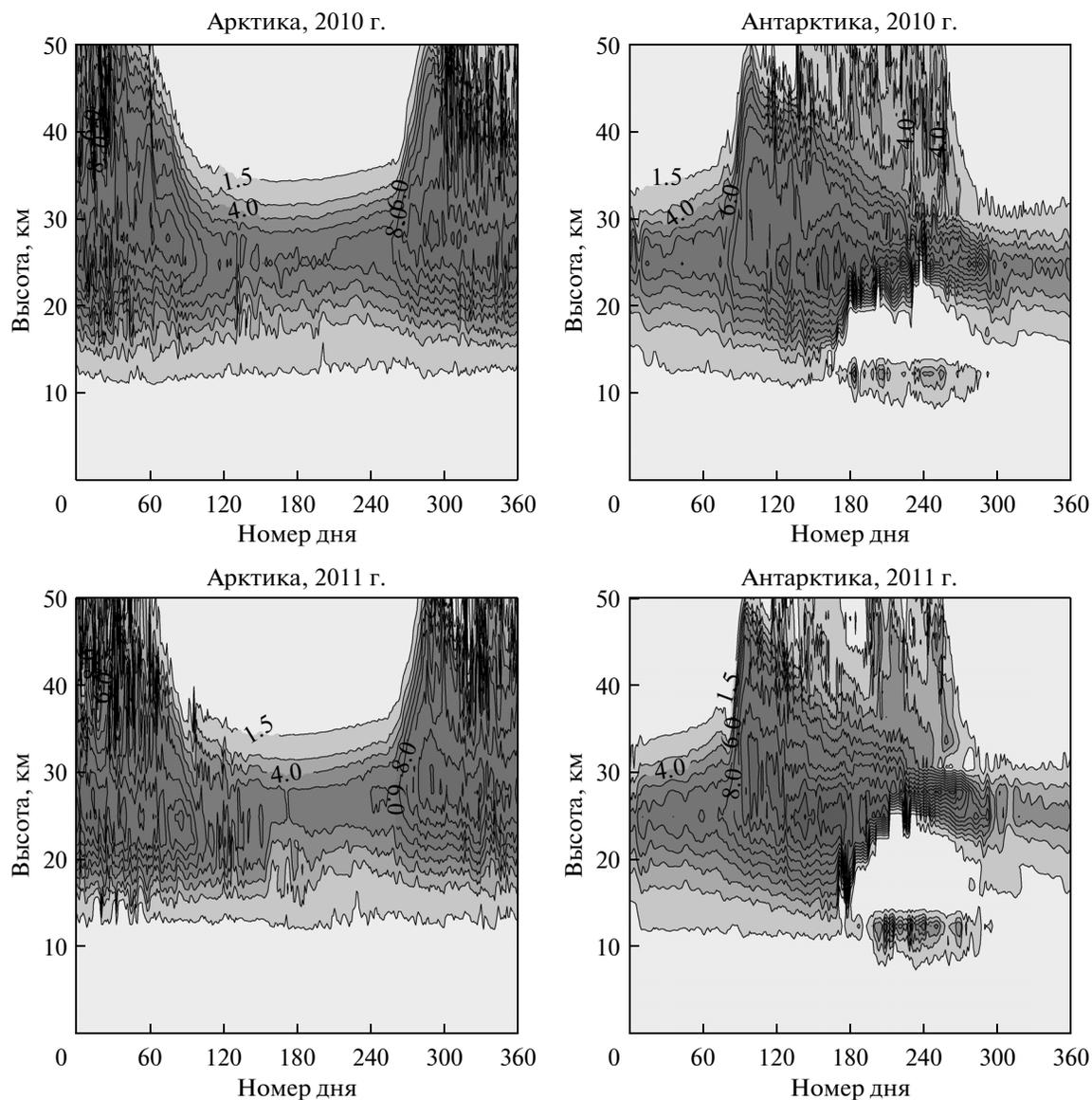
**Рис. 6.** Высотно-временные изменения концентрации окиси хлора  $\text{ClO}$  (молекул/ $\text{см}^3$ ) вблизи полюсов: Арктика ( $88^\circ \text{N}$ ) и Антарктика ( $88^\circ \text{S}$ ) в 2010 г. (верх) и 2011 г. (низ).

ются принципиальные отличия (рис. 5). Если в 2010 г. ПСО-II образуются и исчезают эпизодически, то в 2011 году они непрерывно существуют в течение нескольких месяцев.

Предполагается, что основным процессом, приводящим к развитию озоновых аномалий в полярных районах, является гетерогенная активация хлорных и бромных газов на поверхности полярных стратосферных облаков [Solomon, 1999]. Активация происходит в течение полярной ночи и ее результатом становится высвобождение большого количества галогенных радикалов после восхода Солнца по окончании полярной ночи. Основным галогенным радикалом, оказывающим определяющее влияние на каталитическое

разрушение озона в процессе формирования озоновых дыр, является окись хлора  $\text{ClO}$  [Solomon et al., 1986]. В этой связи формирование повышенных концентраций  $\text{ClO}$  является необходимым условием озоновых аномалий.

Приведенные на рисунке 6 результаты расчетов показывают высотно-временную изменчивость окиси хлора в полярной атмосфере для исследуемых лет. В Арктике после восхода Солнца по окончании полярной ночи повышенные концентрации  $\text{ClO}$  образуются каждый год в верхней стратосфере и только в 2011 году – нижней стратосфере. Процессы в верхней стратосфере вносят определенный вклад в разрушение озона, но не являются определяющими для формирования



**Рис. 7.** Высотно-временные изменения концентрации паров азотной кислоты  $\text{HNO}_3$  (молекул/ $\text{см}^3$ ) вблизи полюса: Арктика ( $88^\circ \text{N}$ ) и Антарктика ( $88^\circ \text{S}$ ) в 2010 г. (верхняя панель) и 2011 г. (нижняя панель).

озоновых аномалий [WMO, 2014]. Образование же повышенных концентраций окиси хлора в нижней стратосфере является следствием гетерогенной активации на поверхности ПСО и, соответственно, напрямую связано с длительностью существования полярных стратосферных облаков любого типа в течение полярной зимы. Так как ПСО I-го типа образуются при более высоких температурах, чем облака II-го типа, то, по сути, именно они определяют появление повышенных концентраций  $\text{ClO}$  после восхода Солнца.

Как видно из результатов модельных расчетов, в Антарктике большое количество хлорных радикалов высвобождается и в 2010, и в 2011 годах (рис. 6), что является следствием длительного су-

ществования облаков I-го типа в южной полярной зоне в эти годы (рис. 4). Таким образом, изменение динамических условий, определяемое волновой активностью, в Антарктике не оказывает принципиального влияния на формирование основных разрушителей озона. В Арктике же, наоборот, динамические условия полностью определяют само появление галогенных радикалов, разрушающих стратосферный озон полярной весной. Общее количество хлорных газов остается примерно одинаковым в эти годы, а волновые процессы, устойчивость циркулярного вихря, изменение температуры, образование полярных стратосферных облаков и гетерогенные процессы на их поверхности влияют на перераспределение между инертными и радикальными хлорными и

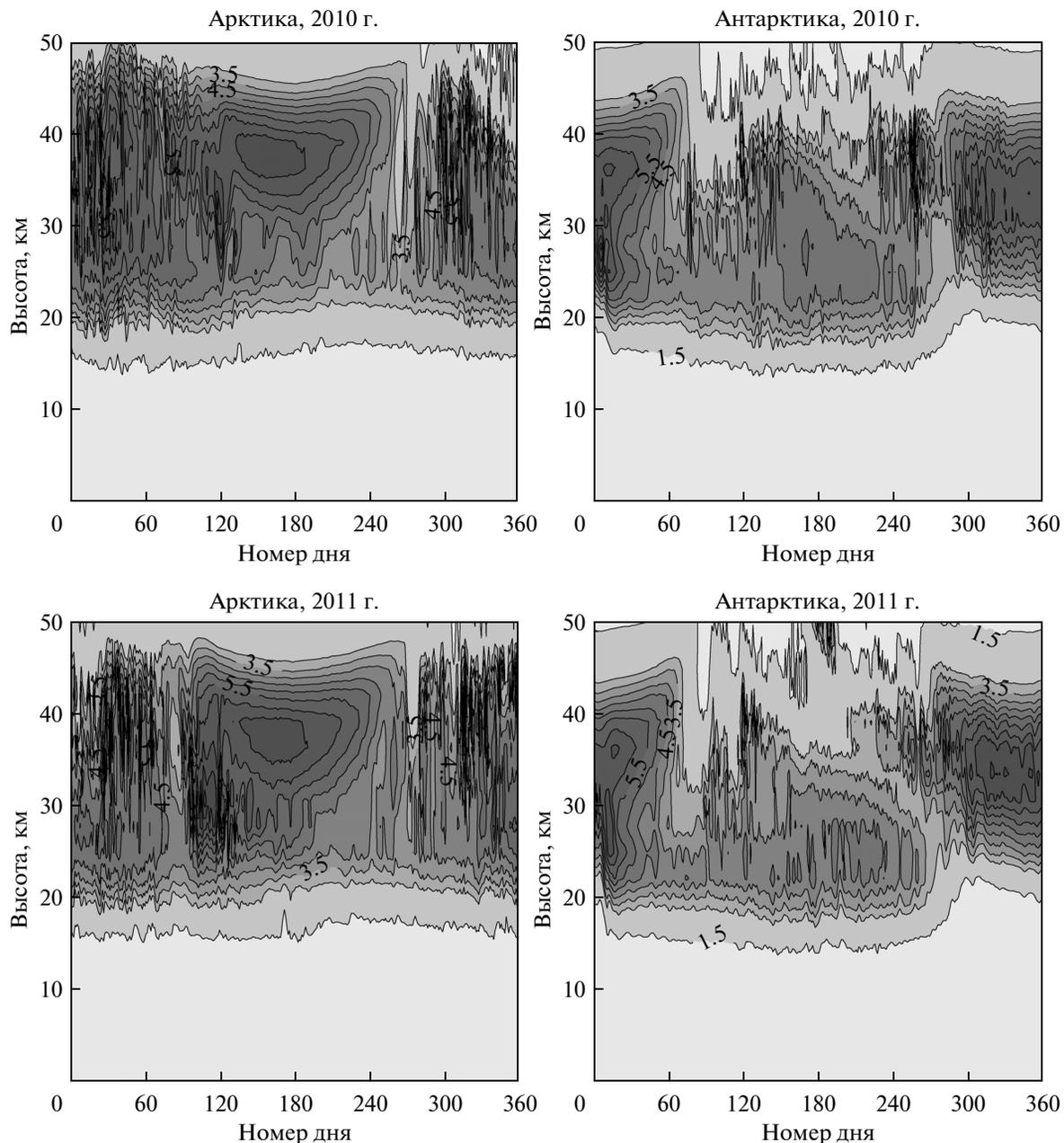
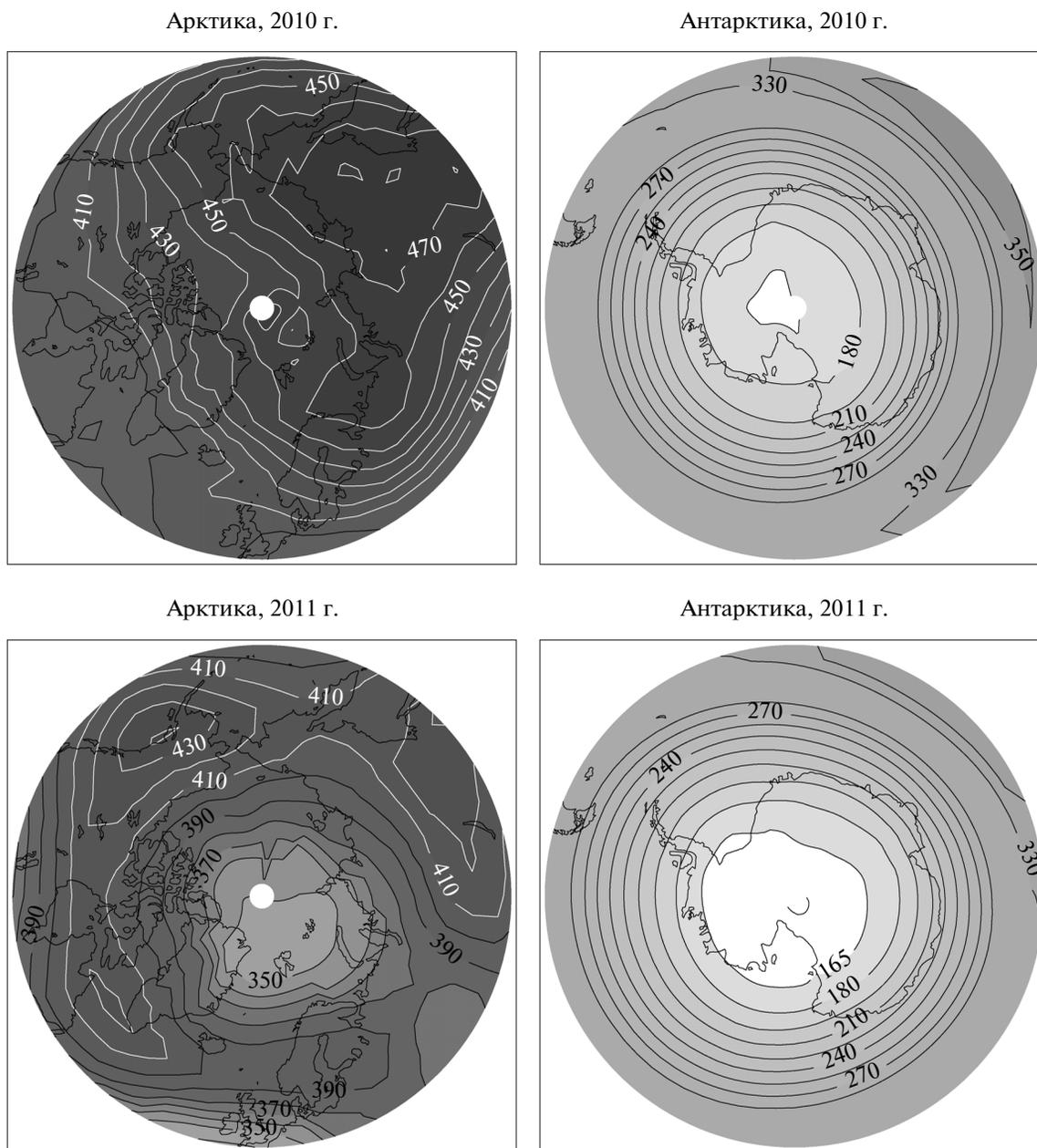


Рис. 8. Высотно-временные изменения концентрации озона  $O_3$  (молекул/ $см^3$ ) вблизи полюса: Арктика ( $88^\circ N$ ) и Антарктика ( $88^\circ S$ ) в 2010 г. (верхняя панель) и 2011 г. (нижняя панель).

бромными газами. При высокой волновой активности, характерной для 2010 года (рис. 2), хлорные компоненты остаются связанными в инертном состоянии, а в 2011 году – при слабой волновой активности высвобождается большое количество хлорных радикалов, хотя и меньше, чем в сравнимый период в Антарктике (рис. 6).

Площадь поверхности ПСО II-го типа (рис. 5) существенно меньше площади поверхности частиц ПСО-I (рис. 4), поэтому фазы появления и разрушения ПСО-II мало влияют на высвобождение хлорных и бромных радикалов (рис. 6). Одна-

ко облака второго типа принципиальным образом влияют на процессы денитрификации полярной стратосферы, т.к. размер их частиц больше, чем частиц облаков I-го типа, и они больше подвержены гравитационному осаждению, в результате которого из стратосферы вымываются азотные и водородные газовые составляющие, входящие в состав ПСО-II [de Zafra and Smyshlyaev, 2001]. Моделирование изменчивости паров азотной кислоты в Арктике и Антарктике в 2010 и 2011 годах подтверждает влияние облаков второго типа на денитрификацию полярной стратосферы



**Рис. 9.** Изменения общего содержания озона (ед. Добсона) в конце марта в Арктике (левая колонка) и в октябре в Антарктике (правая колонка) в 2010 г. (верхняя панель) и 2011 г. (нижняя панель).

(рис. 7). В Арктике ПСО-II в исследуемые годы не проявлялись (рис. 4), поэтому и эффекта денитрификации здесь не зафиксировано ни в 2010, ни в 2011 годах, несмотря на разные динамические условия. В Антарктике, наоборот, основное влияние волновой активности сказывается, как раз, на денитрификации. В 2010 году ПСО-II проявлялись лишь эпизодически и явление денитрификации выражено меньше, чем в 2011 году, когда облака II-го типа существовали длительное время (рис. 7).

Совокупное влияние повышенных концентраций галогенных составляющих и денитрификации на содержание озона приводит к глубоким озоновым дырам, как это регулярно случается в Антарктике. Вот и в 2010 и 2011 годах в сентябрь-ноябре по результатам моделирования отмечается уменьшение концентрации озона в нижней стратосфере (рис. 8). При этом, в связи с тем, что в 2011 году денитрификация захватывает больший интервал высот (рис. 7), то и разрушение озона охватывает больший интервал высот. В

Арктике же отмечается только увеличение галогенных радикалов, причем только в 2011 г., а денитрификация не происходит вообще. Это приводит к тому, что в 2010 году уменьшения озона вообще не отмечается, а в 2011 году в конце марта получается значительное уменьшение содержания озона, хотя и не достигающее размера антарктической аномалии (рис. 8).

В общем содержании озона влияние волновой активности сказывается в обоих полушариях (рис. 9). Однако в Антарктике это приводит лишь к изменению глубины озоновой дыры и площади территории ею охваченной, тогда как в Арктике при сильной волновой активности озоновые аномалии не проявляются совсем, а при слабой активности сокращение озона происходит, но размера антарктической дыры не достигается (рис. 9).

#### 4. ВЫВОДЫ

В настоящей работе в результате моделирования влияния глобальных волновых процессов на изменение газового состава стратосферы полярных районов с помощью химико-климатической модели получено, что распространяющиеся из тропосферы в стратосферу планетарные волны по-разному влияют на газовый состав стратосферы Арктики и Антарктики. В Арктике волновые процессы критически воздействуют на формирование циркумполярного вихря, появление полярных стратосферных облаков, галогенную активацию на их поверхности и образование озоновых аномалий. Как правило, при высокой волновой активности озоновые аномалии в Арктике не образуются, а при низкой могут проявиться. В Антарктике волновая активность влияет не на формирование циркумполярного вихря и последующие процессы, ведущие к образованию озоновых дыр, а только на степень устойчивости вихря и глубину озоновых дыр, которые появляются практически при любой волновой активности, а минимальные значения содержания озона зависят от степени волновой активности.

Эксперименты с глобальной моделью состава атмосферы проводились в Российском государственном гидрометеорологическом университете в рамках государственного задания Министерства образования и науки РФ. Моделирование влияния волновой активности на состав и структуру атмосферы проводилось при поддержке Российского Научного Фонда (проект 14-17-00685), а исследование чувствительности содержания малых газовых составляющих к процессам формирования полярных стратосферных облаков и влияние на них температуры поверхности океана и площади его покрытия льдом осуществлялось в рамках проекта 14-17-00096 Российского Научного Фонда. Учет влияния изменчивости спектральных потоков солнечной радиации на состав атмо-

сферы проводился при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 14-05-00871-а). Авторы выражают благодарность рецензенту за полезные замечания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. — Препринт ИВМ РАН. № 2086-В98. 180 с. 1998.
- Гаврилов Н.М., Коваль А.В., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н. Численное моделирование влияния стационарных мезомасштабных орографических волн на меридиональную циркуляцию и потоки озона в средней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 54. № 3. С. 412–419. 2014.
- Галин В.Я., Володин Е.М., Смышляев С.П. Модель общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН с динамикой озона // Метеорология и Гидрология. № 5. С. 13–23. 2003.
- Галин В.Я., Смышляев С.П., Володин Е.М. Совместная химико-климатическая модель атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 4. С. 437–452. 2007.
- Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н.А., Толстых М.А., Чавро А.И. Моделирование климата и его изменений // Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. М.: Наука, 2005. Т. 2. С. 38–175. 1998.
- Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК). Изменение климата 2013. Физическая научная основа. ВМО. ЮНЕП. 34 с. 2013.
- Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н., Перцев Н.Н. Внезапные стратосферные потепления: роль нормальных атмосферных мод // Геомагнетизм и аэрономия Т. 54. № 3. С. 387–403. 2014.
- 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. Т. 46. № 3. С. 291–306. 2010.
- 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. Т. 38. № 1. С. 81–94. 2002.
- Chehade W., Weber M., Burrows J.P. Total ozone trends and variability during 1979–2012 from merged data sets of various satellites // Atmos. Chem. Phys. V. 14. P. 7059–7074. 2014
- Chipperfield M.P., Jones R.L. Relative influences of atmospheric chemistry and transport on Arctic ozone trends // Nature. V. 400. P. 551–554. 1999.
- Coy L., Nash E.R., Newman P.A. Meteorology of the polar vortex: Spring 1997 // Geophys. Res. Lett. V. 24. P. 2693–2696. 1997.
- de Zafra R., Smyshlyaev S. On the formation of HNO<sub>3</sub> in the Antarctic mid-to-upper stratosphere in winter // J. Geophys. Res. 106. 23115–23125. 2001.

- *Dvortsov V.L., Zvenigorodsky S.G., Smyshlyaev S.P.* On the use of Isaksen–Luther method of computing photodissociation rates in photochemical models // *J. Geophys. Res.* V. 97. № D7. P. 7593–7601. 1992.
- *Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N.* Numerical modeling influence of inhomogeneous orographic waves on planetary waves in the middle atmosphere // *Adv. Space Res.* V. 51. № 11. P. 2145–2154. 2013.
- *Hamil P., Toon O.B.* Polar stratospheric clouds and the ozone hole // *Physics today.* V. 44. № 12. P. 34–42. 1991.
- *Harvey V.L., Pierce R.B., Hitchman M.H.* A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones // *J. Geophys. Res.* V. 107. № D20. 4442, doi:10.1029/2001JD001471. 2002.
- *Haynes P.H., Marks C.J., McIntyre M.E., Shepherd T.G., Shine K.P.* On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces // *J. Atmos. Sci.* V. 48. № 4. P. 651–678. 1991.
- *Hines C.O.* Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 1. Basic formulation // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 59. P. 371–386. 1997.
- *Hines C.O.* Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 2. Broad and quasi-monochromatic spectra and implementation // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 59. 387–400.
- *Holton J.R.* The dynamics of sudden stratospheric warmings // *Ann. Rev. Earth P1. Sc.* V. 8. P. 169–190. 1980.
- *Hu D.Z., Tian W.S., Xie F., Shu J.C., Dhomse S.* Effects of meridional sea surface temperature changes on stratospheric temperature and circulation // *Adv. Atmos. Sci.* V. 31. № 4. P. 888–900, doi: 10.1007/s00376-013-3152-6. 2014.
- *Huck P.E., McDonald A.J., Bodeker G.E., Struthers H.* Interannual variability in Antarctic ozone depletion controlled by planetary waves and polar temperature // *Geophys. Res. Lett.* V. 32. doi:10.1029/2005GL022943. 2005.
- *McIntyre M.E.* How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings // *J. Meteorol. Soc. Jap.* V. 60. № 1. P. 37–64. 1982.
- *Nash E.R., Newman P.A., Rosenfield J.E., Schoeberl M.R.* An objective determination of the polar vortex using Ertel’s potential vorticity // *J. Geophys. Res.* V. 101. P. 9471–9478. 1996.
- *Newman P.A., Nash E.R., Rosenfield J.E.* What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? // *J. Geophys. Res.* V. 106. № D17. doi:10.1029/2000JD000061. 2001.
- *Newman P.A., Nash E.R.* The Unusual Southern Hemisphere Stratosphere Winter of 2002 // *J. Atm. Sci.* V. 62. № 3. P. 614–628. 2005.
- *Newman P.A., Daniel J.S., Waugh D.W., Nash E.R.* A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (EESC) // *Atmos. Chem. Phys.* V. 7. P. 4537–4552. 2007.
- *Palmer T.N., Shutts G.J., Swinbank R.* Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* V. 112. P. 1001–1031. 1986.
- *Peters D.H.W., Vargin P., Gabriel A., Tsvetkova N., Yushkov V.* Tropospheric forcing of the boreal polar vortex splitting in January 2003 // *Ann. Geophysicae.* V. 28. № 11. C. 114–124. 2010.
- *Peter T. Groob J.U.* Polar Stratospheric Clouds and Sulfate Aerosol Particles: Microphysics, Denitrification and Heterogeneous Chemistry, chap. 4, RSC Publishing, Cambridge, 2012.
- *Pogoreltsev A.I., Kanukhina A. Yu., Suvorova E.V., Savenkova E.N.* Variability of Planetary Waves as a Signature of Possible Climatic Changes // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. P. 1529–1539, doi:10.1016/j.jastp.2009.05.011. 2009.
- *Randel W.J., Wu F., Stolarski R.* Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux // *J. Met. Soc. Jap.* V. 80. P. 849–862. 2002.
- *Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *J. Geophys. Res.* V. 108. № D14. 4407, doi:10.1029/2002JD002670, 2003.
- *Rex M., Salawitch R.J., von der Gathen P., Harris N.R., Chipperfield M.P., Naujokat B.* Arctic ozone loss and climate change // *Geophys. Res. Lett.* V. 31. L04116, doi:10.1029/2003GL018844. 2004.
- *Shindell D.T., Wong S., Rind D.* Interannual variability of the Antarctic ozone hole in a GCM. Part 1: The influence of tropospheric wave variability // *J. Atmos. Sci.* V. 54. № 18. P. 2308–2319. 1997.
- *Schoeberl M.R., Hartmann D.L.* The dynamics of the stratospheric polar vortex and its relation to springtime ozone depletions // *Science* V. 251. P. 46–52. 1991.
- *Smyshlyaev S.P., Dvortsov V.L., Geller M.A., Yudin V.A.* A two dimensional model with input parameters from a GCM: Ozone sensitivity to different formulation for the longitudinal temperature variation // *J. Geophys. Res.* V. 103. P. 28373–28387. 1998.
- *Solomon S.* Stratospheric ozone depletion, A review of concepts and history // *Rev. Geophys.* V. 37. P. 275–316. 1999.
- *Sovde O.A., Gauss M., Smyshlyaev S.P., Isaksen I.* Evaluation of the chemical transport model Oslo CIM2 with focus on Arctic winter ozone depletion century // *J. Geophys. Res.* V. 113. № D9. D09304. C. 1–26. 2008.
- *Stolarski R.S., Frith S.M.* Search for evidence of trend slow-down in the long-term TOMS/SBUV total ozone data record: the importance of instrument drift uncertainty // *Atmos. Chem. Phys.* V. 6. № 12/2. P. 4057. 2006.
- *Strahan S.E., Douglass A.R., Newman P.A.* The contributions of chemistry and transport to low arctic ozone in March 2011 derived from Aura MLS observations // *J. Geophys. Res. Atmos.* V. 118. P. 1563–1576, doi:10.1002/jgrd.50181. 2013.
- *Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J.* On the depletion of Antarctic ozone // *Nature.* V. 321. P. 755–758. 1986.
- *Vargin P.* Stratospheric Polar Vortex Splitting in December 2009 // *Atmosphere–Ocean.* doi: 10.1080/07055900.2013.851066. 2013.
- World Meteorological Organization (WMO), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014, World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report № 55. 416 p. Geneva, Switzerland, 2014.