

УДК 551.510

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ТРОПОСФЕРЫ-СТРАТОСФЕРЫ-МЕЗОСФЕРЫ С ВКЛЮЧЕНИЕМ D-СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ

Д.В. Кулямин¹, В.П. Дымников²

В работе представлена совместная модель тропосферы-стратосферы-мезосферы и D-слоя ионосферы (для высот 0-90 км). Модель базируется на трехмерной модели общей циркуляции атмосферы в гибридной системе координат. В качестве фотохимической модели ионосферы взята пятикомпонентная модель. Исследованы свойства дифференциальной постановки задачи, разработана эффективная полунявная численная схема. На основе совместной модели исследована роль термодинамических характеристик нейтральной атмосферы в формировании D-слоя.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ, СРЕДНЯЯ АТМОСФЕРА, D-СЛОЙ ИОНОСФЕРЫ

ВВЕДЕНИЕ

Развитие современных климатических моделей идет в нескольких направлениях. Первое направление связано с переходом на все более детальное описание особенностей климата на региональных масштабах, что приводит к естественным требованиям увеличения пространственного и временного разрешения и построению новых параметризаций процессов подсеточного масштаба. Успех реализации этого направления обусловлен в первую очередь ростом доступных вычислительных ресурсов.

Вторым направлением развития является переход от моделей климата к моделям Земной системы. Под этим условным термином понимается включение в климатическую модель процессов переноса и трансформации малых газовых примесей (углеродного, метанового, озонного и др. циклов), динамики растительности и биоты в почве и океане и т.п. [1].

Естественным в этом смысле представляется и развития моделей климата за счет включения описания верхних слоев атмосферы. Если значимость проблемы взаимодействия тропосферы и стратосферы можно считать установленной, то роль верхней атмосферы в формировании аномалий циркуляции нижней атмосферы еще предстоит установить. Совершенно очевидно, что проблема моделирования средней и верхней атмосферы представляет и большой самостоятельный интерес, обусловленный задачами радиофизики и космической погоды. Эти задачи диктуют необходимость включения в комплексную модель Земной системы описания ионосферы.

Таким образом, можно сформулировать по крайней мере три глобальные проблемы, для решения которых требуется построение совместной модели тропосферы-стратосферы-мезосферы-термосферы и ионосферы, как части модели Земной системы [2].

1. Исследование роли средней и верхней атмосферы в формировании аномалий тропосферной циркуляции.

2. Изучение роли аномалий тропосферной циркуляции в формировании аномальных характеристик средней и верхней атмосферы. Здесь в первую очередь речь идет о проблеме распространения квазистационарных планетарных и внутренних гравитационных волн.

3. Воспроизведение «климата» ионосферы и исследование природы аномалий его характеристик.

Предлагаемая работа посвящена созданию современной глобальной трехмерной модели общей циркуляции тропосферы-стратосферы-мезосферы (ТСМ) (для высот 0-90 км) с включением описания ионосферы, как части реализации программы создания модели Земной системы.

¹ Дмитрий Вячеславович Кулямин, к.ф.-м.н.; с.н.с., Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова; Институт прикладной геофизики имени академика Е. К. Федорова kulyamind@mail.ru.

² Валентин Павлович Дымников, академик РАН; г.н.с. Институт вычислительной математики РАН; Институт прикладной геофизики имени академика Е. К. Федорова; Московский физико-технический институт.

В качестве основы рассматриваемой модели нейтральной динамики используется разработанная авторами модель общей циркуляции атмосферы в гибридной системе координат [3]. Наличие глобальной атмосферной модели высокого уровня, объединяющей слои тропосферы, стратосферы и мезосферы, позволяет ставить задачи исследования динамического взаимодействия нижних и верхних слоев атмосферы.

С начала систематических исследований слоев атмосферы выше 10 км стала понятна особая роль области средней атмосферы, к которой обычно относят стратосферу (зону с положительным вертикальным градиентом средней температуры, на высотах 10-50 км), мезосферу (область с отрицательным вертикальным градиентом средней температуры, на высотах 50-90 км) и даже область нижней термосферы (до высот 120 км, когда роль процессов молекулярной диффузии незначительна). Ключевой особенностью средней атмосферы является доминирующая роль волновой динамики разных масштабов в формировании общей циркуляции с одной стороны, и сложные радиационно-химические процессы (с выделением роли озона), определяющие энергетический обмен, с другой [4,5]. В то же время, данная область выступает связующим звеном между сугубо тропосферными процессами и процессами в верхней атмосфере.

С точки зрения климатических задач основной интерес представляет динамическая связь тропосферы и стратосферы, играющая существенную роль в формировании изменчивости атмосферной циркуляции [5, 6]. Хорошо известно, что планетарные, инерционно-гравитационные и коротковолновые возмущения, зарождаясь в слоях тропосферы (вследствие конвективной активности, орографии и др.), распространяются в верхние слои с увеличением амплитуды и дальнейшим взаимодействием со средним течением. Следует отметить, что считается общепринятым и обратное воздействие средней атмосферы на нижнюю. В частности, главные моды тропосферной долгопериодной изменчивости: Северо-Атлантические колебания (САК) или связанные с ними Арктические Осцилляции (АО) испытывают сильное влияние из стратосферы, поскольку АО и циркумполярный стратосферный вихрь образуют единую динамическую систему [7]. Сильные нарушения стратосферного струйного течения в высоких широтах, резко меняющие и динамические параметры, и температуру, получили названия внезапных стратосферных потеплений (ВСП). Основной причиной их возникновения считается высокий уровень активности планетарных волн, идущих из тропосферы и вносящих значительные возмущения в средний поток [8].

Помимо сильных струйных течений и их изменчивости в средних и высоких широтах, ключевыми динамическими процессами в средней атмосфере являются экваториальные квазидвухлетние колебания (КДК) зонального ветра в стратосфере и полугодовые колебания (ПГК) в мезосфере. Эти процессы также являются наиболее ярким следствием нелинейного взаимодействия волн разных масштабов со средним течением [9, 10]. Такие долгопериодные крупномасштабные моды общей циркуляции играют роль модуляционного фона для более быстрых процессов волновой активности и переноса примесей. Отметим, что на данный момент всего несколько моделей циркуляции атмосферы способны реалистично воспроизводить КДК и ПГК [11].

Отдельной проблемой остается исследование динамики мезосферы. В отличие от сильно устойчиво-стратифицированной стратосферы (с точки зрения динамики являющейся своего рода волноводом), в слабо устойчивой мезосфере активно идут процессы обрушения коротких волн, распространяющихся снизу (амплитуда которых вырастает до сравнимых со средним течением величин). Наиболее специфичным динамическим явлением в верхней атмосфере являются термические приливы [12], представляющие собой крупномасштабные волны, связанные с суточным циклом солнечного нагрева.

Вместе с тем, на сегодняшний день до конца не решенной проблемой является задача идентификации и валидации моделей средней атмосферы с точки зрения точности воспроизведения характеристик физических процессов в стратосфере и мезосфере. Особенно это касается проблемы описания нелинейных волновых процессов различных масштабов и обмена турбулентной энергии между ними. Одной из основных причин этого является значительно меньший объем накопленных систематических данных наблюдений в этой области по сравнению с системами метеорологического мониторинга в тропосфере.

Стратосфера и, в первую очередь, мезосфера являются областями формирования нижнего слоя ионосферы, так называемого D-слоя (50-90 км). Эта область ионосферы остается наименее изученной на сегодняшний день, что связано с практическим отсутствием средств постоянного наблюдения за ее состоянием, поскольку различные развитые методы мониторинга ионосферы – вертикальное зондирование, спутниковое зондирование, большинство радаров некогерентного рассеяния и методы

радиотомографии – не регистрируют D-слой. Вместе с тем, эта область представляет большой интерес [13].

С практической точки зрения исследование D-слоя ионосферы определяется прежде всего его существенным влиянием на характеристики распространения радиоволн [13, 14]. Критические частоты отражения радиосигналов, определяемые пиковыми значениями электронной концентрации в ионосфере, для D-области находятся в сверхдлинноволновом (СДВ, 3-30 кГц) и длинноволновом (ДВ, 30–300 кГц) диапазоне. Таким образом, распространение радиоволн этих частот идет в волноводе Земля-ионосфера по наклонным трассам, в дневных условиях с отражением от D-слоя ионосферы и в ночных с отражением от нижней части E-слоя в диапазоне высот 60-90 км.

Хорошо известно, что уровень сигнала радиоволн широкого диапазона (вплоть до коротких волн КВ 3-30 МГц, являющихся основным диапазоном профессиональной радиосвязи) зависит от интегрального профиля электронной концентрации, а также от частоты соударений электронов с нейтралами, что определяет затухание сигнала в среде. Поскольку пиковые значения частоты электрон-нейтральных столкновений находятся на высотах 60-80 км, проблема поглощения радиоволн является основным мотивирующим фактором изучения D-слоя ионосферы [14].

Интерес к моделированию D-области в последнее время также связан с крупными программами ионосферных исследований высокочастотным воздействием (подобно HAARP) с использованием нагревных радарных станций [15], а также построений аналогичных мощных радаров Европейской ассоциацией радаров некогерентного рассеяния (EISCAT) [16].

Данные об ионных кластерах масс-спектроскопических измерений с геофизических ракет в 1960-х годах [17] позволили предложить первые теоретические модели физических механизмов формирования D-слоя и определили появление физико-химических моделей среды [18-21].

Определяющими для D-слоя являются локальные фотохимические процессы с участием молекулярных ионов и нейтральных составляющих (как и для более высокого E-слоя ионосферы) [13]. Однако в отличие от E-слоя, в ионном составе присутствуют как положительные, так и отрицательные ионы, представленные в основном ионными кластерами (они образуются на молекулах воды в результате процессов гидратации основных молекулярных ионов NO^+ , O_2^+). К тому же, существенную роль играют трехкомпонентные химические реакции с их участием.

Вместе с тем, доминирующую роль фоновой среды для процессов ионизации, играют составляющие нейтральной атмосферы (поскольку средняя плотность нейтрального газа на этих высотах на десятки порядков превосходит плотности заряженных частиц). Особую сложность для моделирования D области ионосферы представляет определяющая роль в локальной кинетике так называемых малых нейтральных составляющих (таких как NO , H_2O , CO_2 , O_3 и др.), концентрации которых значительно меньше основных составляющих воздуха (N_2 , O_2 , O). Неопределенность концентраций малых составляющих, как и неточности в определении констант скоростей химических реакций считаются основными проблемами при моделировании D-области [13, 18]. Также отдельно было показано сильное влияние метеорологических факторов (температуры, концентрации влаги, двуокси углерода и т.д.) [22, 23, 24, 25]. Особо стоит выделить климатологический феномен повышенной межсуточной изменчивости поглощения радиоволн в D-области зимой (зимняя аномалия ионосферного радиопоглощения) [14]. В ряде работ было показано, что это явление напрямую определяется волновой активностью в динамике стратосферы и мезосферы (в первую очередь, главными стратосферными потеплениями) [26]. Особо отметим, что существенное своеобразие D-области ионосферы заключается в относительной простоте описания ее глобального состояния в условиях сильных возмущений (таких как солнечные вспышки или вбросы частиц в полярной шапке), и сложности физико-химических процессов в спокойных условиях [27].

В то же время, идентификация относительной роли процессов нейтральной атмосферы (как определяющих ее фоновый газовый состав, так и динамических характеристик) остается до конца не исследованной. В силу локальности существующих моделей, практически отсутствуют систематические исследования эффектов динамических процессов в нижней ионосфере, включающие возможный отклик на возмущения разной физической природы, как приходящие из верхних слоев ионосферы и термосферы, так и из нижних слоев атмосферы.

За рубежом и в нашей стране разработан ряд моделей D-слоя ионосферы. Наиболее развитой в мире моделью считается фотохимическая модель геофизической обсерватории Соданкюля SIC [28]. Она включает описание 24 положительных, 11 отрицательных типов ионов и 146 химических реакций. В нашей стране полуэмпирические модели D-слоя ионосферы для решения прикладных

задач распространения радиоволн разрабатываются, например, в Институте динамики геосфер (ИДГ) РАН [23, 25, 29]. Отметим, что фактически единственная в мире совместная модель нейтральной атмосферы и ионосферы (NCAR TIME-GCM), разрешающая D-область [30], использует в виде составного численного блока 6-компонентную фотохимическую модель [21].

В данной работе в качестве первой версии модели D-слоя ионосферы рассматривается предложенная группой из ИДГ РАН 5-компонентная локальная фотохимическая модель, успешно применяемая для решения прикладных задач распространения радиоволн СДВ-ДВ диапазона в условиях спокойной ионосферы [25, 31]. Целью применения данной простой ионосферной модели в первоначальной постановке совместного моделирования нейтральной и заряженной компонент является задача оценки влияния термогидродинамики средней атмосферы на средние характеристики D-области, которые можно назвать климатом D-слоя (включая как среднее состояние, так и изменчивость среды).

Коротко остановимся на структуре данной работы.

В первом разделе работы описана глобальная трехмерная модель динамики нейтральной составляющей атмосферы для высот 0-90 км. Представлены результаты воспроизведения различных ключевых физических процессов, определяющих характеристики верхних слоев атмосферы (стратосферы и мезосферы).

Во втором параграфе приведено описание простой 5-компонентной модели D-слоя ионосферы, основанной на процессах ионизации NO и формировании ионных кластеров на молекулах воды, определяющих структуру ионосферы на высотах 60-85 км. Поскольку задача включения нового вычислительного блока в глобальную модель общей циркуляции атмосферы (ОЦА) накладывает определенные требования к реализации модели, в работе отдельно исследованы математическая постановка задачи и построена экономичная полунейная схема ее решения.

В третьем параграфе рассмотрена совместная модель общей циркуляции нейтральной атмосферы с включением D-слоя ионосферы. Приведены основные результаты численных экспериментов и анализ роли различных атмосферных процессов в формировании характеристик D-слоя.

В заключении приведены основные выводы и намечены этапы дальнейшей работы.

1. МОДЕЛЬ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ТРОПОСФЕРЫ-СТРАТОСФЕРЫ-МЕЗОСФЕРЫ (0-90 КМ) В ГИБРИДНОЙ СИСТЕМЕ КООРДИНАТ

Разрабатываемая в данной работе модель тропосферы-стратосферы-мезосферы и D-слоя ионосферы (для высот 0-90 км) базируется на созданной ранее версии модели циркуляции атмосферы [3], являющейся развитием атмосферного блока климатической модели ИВМ РАН. Как отмечено во введении, с точки зрения физических процессов, наиболее важных для средней мезосферы, ключевым является распространение и взаимодействие со средним течением волн различных масштабов. Для моделирования общей циркуляции принципиальным моментом является с одной стороны правильное воспроизведение крупномасштабных волн (планетарные волны, экваториальные волны Кельвина, инерционно-гравитационные волны), с другой стороны адекватное описание воздействия подсеточных внутренних гравитационных волн на средний поток с помощью параметризаций.

В то же время, идентификация воспроизведения циркуляции средней атмосферы в модели ОЦА может быть проведена по характеристикам основных процессов, определяющих климат стратосферы и мезосферы и значительных для D-слоя ионосферы. Помимо воспроизведения среднего состояния, в данной работе для анализа модели ОЦА рассматриваются следующие процессы, определяющие изменчивость верхних слоев атмосферы: внезапные стратосферные потепления (наблюдаются на высотах 10-60 км, определяют нарушения циркулярного струйного течения в зимнем полушарии), квазидвухлетние и полугодовые колебания (определяют изменчивость тропической стратосферы и мезосферы, на высотах 13-90 км), осцилляции Маддена-Джулиана (основная мода изменчивости тропической тропопаузы, характеризующая конвективные источники внутренних волн), термические приливы (собственные моды, возбуждаемые солнечным ходом, являются ключевым крупномасштабным процессом для высот мезосферы и выше 70-150 км).

Коротко опишем основные характеристики используемой модели нейтральной атмосферы. В моделях ОЦА решается система примитивных уравнений гидротермодинамики атмосферы [32],

записанная в сферической системе координат: в горизонтальной плоскости используется долгота и широта (λ, ψ) , а для вертикальной координаты используется координата, связанная с давлением.

В рассматриваемой версии модели используется обобщенная вертикальная координата η , заданная как монотонная функция давления $\eta = \eta(p, p_s)$, где $p_s(x, y, t)$ – приземное давление, p – давление на рассматриваемом уровне. Одной из основных целей использования данной координаты являлось улучшение воспроизведения динамики верхних слоев атмосферы. Хорошо известно, что динамические процессы переноса и диффузии начиная с высот стратосферы происходят в основном вдоль изобарических поверхностей. К тому же, как отмечено во введении, данная версия модели является частью процесса создания совместной модели циркуляции атмосферы (до высот 500 км), который предполагает соединение с построенной в p координате моделью термосферы [2].

Напомним, что η – координата является совместной взвешенной σ – p координатой, совпадающей с σ на нижней границе (поверхности Земли) и с p в верхних слоях ($\sigma = p / p_s$) [3]. Данный подход позволяет хорошо описывать области тропосферы (где важна топография поверхности), и избежать роста вычислительных ошибок расчета градиента давления в верхних слоях, что наиболее существенно для задач, рассматриваемых в данной работе.

Следуя [3], распределение вертикальных уровней в данной координате задается в неявном виде через весовые коэффициенты:

$$p(\eta, p_s) = a(\eta) + b(\eta) p_s. \quad (1)$$

Система уравнений гидротермодинамики атмосферы в сферических координатах запишется в виде [3]:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \psi \right) v + \frac{1}{a \cos \psi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \frac{RT}{p} \frac{\partial p}{\partial \lambda} \right) &= F_u, \\ \frac{dv}{dt} + \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \psi \right) u + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \psi} + \frac{RT}{p} \frac{\partial p}{\partial \psi} \right) &= F_v, \\ \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} &= - \frac{RT}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta}, \\ \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{pc_p} \left(\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \psi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial p}{\partial \psi} + \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) &= F_T + \varepsilon, \\ \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{1}{a \cos \psi} \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(u \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \psi} \left(v \frac{\partial p}{\partial \eta} \cos \psi \right) \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) &= 0. \end{aligned} \quad (2)$$

где оператор полной производной $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \psi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \psi} + \dot{\eta} \frac{\partial}{\partial \eta}$.

Первые два уравнения движения выражают баланс горизонтальных компонент импульса, третье уравнение движения вдоль вертикальной координаты записано в приближении гидростатики, четвертое представляет собой уравнение притока тепла (первое начало термодинамики), а пятое – уравнение неразрывности (или закон сохранения массы).

В данную версию модели включен согласованный расчет переноса и трансформации влаги, уравнение которого имеет вид:

$$\frac{dq}{dt} = F_q - (C - E). \quad (3)$$

В системе (2), (3) F_u и F_v – скорости изменения импульса за счет физических тенденций (напряжений Рейнольдса и др.); F_T и F_q – слагаемые, описывающие процессы мелкомасштабной диффузии тепла и влаги; \mathcal{E} – неадиабатический приток тепла; C и E – члены, описывающие процессы конденсации и испарения влаги, соответственно. $a = 6.375 \cdot 10^6$ м – радиус Земли, $f = 2\Omega_0 \sin \psi$ – параметр Кориолиса (угловая скорость вращения Земли $\Omega_0 = 2\pi/86400$ с⁻¹). Независимыми переменными (координатами) для уравнений модели являются $\lambda, \varphi, t, \eta$, зависимые переменные: горизонтальные скорости u, v , аналог вертикальной скорости $\dot{\eta} = \frac{d\eta}{dt}$, температура T , геопотенциал $\Phi = gz$. Используются стандартные для однородно перемешанного воздуха значения удельных газовой постоянной $R = 287$ Дж/кг·К и теплоемкости $c_p = 3.5 \cdot R$.

В качестве граничных условий для этой системы уравнений предполагается периодичность решения по долготе λ и его ограниченность на полюсах $\psi = \pm\pi/2$. Подстилающая поверхность $\eta = 1$ является координатной поверхностью. Для нее записывается граничное условие в приближении твердой крышки ($\dot{\eta} = 0$ при $\eta = 1$). Аналогичное условие ставится на верхней границе: $\dot{\eta} = 0$ при $\eta = 0$. При $\eta = 1$, задается также распределение геопотенциала $\Phi = \Phi_s = gz_s$, где z_s – превышение земной поверхности над уровнем моря.

В соответствии с [3] уравнение неразрывности интегрируется по вертикальной координате и используется в модели как для расчета приземного давления p_s , так и для вычисления аналога вертикальной скорости $\dot{\eta}$ в гибридной координате, входящего в адвективные слагаемые и уравнение притока тепла.

Для расчета правых частей уравнений модели (2), включающих притоки за счет различных физических процессов, используются отдельные блоки параметризаций. Модель включает в себя параметризацию турбулентных процессов в пограничном слое и взаимодействия с поверхностью Земли. Рассчитываются процессы в почве и растительности [33]. В данной версии модели температура поверхности океана и морского льда задаются климатическим сезонным ходом, температура поверхности суши, количество снега, температура почвы и влажность рассчитываются прогностически. В модель включены параметризации воздействия мелкомасштабных гравитационных волн. В области тропосферы рассчитывается орографическое гравитационно-волновое сопротивление [34]. Одним из основных процессов для глобальной циркуляции средней атмосферы является обрушение неорографических гравитационных волн. Определяемые этим процессом волновое сопротивление и турбулентная диффузия, рассчитываются с помощью параметризации, предложенной К. Хайнсом [37].

Блок расчета радиационных процессов включает вычисление потоков излучения в 10 спектральных интервалах для длинноволновой части спектра и в 18 спектральных интервалах для коротковолновой части [35]. В данной версии учитывается поглощение излучения газовыми составляющими O_2 , H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O , а также облачностью и аэрозолем. Используются заданные постоянные распределения долей концентраций составляющих. Облачность, количество облачного льда и воды считаются диагностически. В модель включены параметризации глубокой и мелкой конвекции [36].

Отметим физически значимую связь радиационных и фотохимических процессов, требующую согласованного их расчета при разработке моделей Земной системы. Точный расчет радиационных процессов в средней и верхней атмосфере, вообще говоря, представляет собой отдельную проблему. Радиационные блоки, используемые в климатических моделях, традиционно разрабатывались для высотной области до 40-50 км. Однако известно, что выше 60 км нарушаются условия локального термодинамического равновесия колебательных степеней свободы молекулярных составляющих, требуется учет более коротковолновой части солнечного спектра и т.п.

Подробное описание метода дискретизации и численной реализации данной версии модели ОЦА приведено в работе [3]. Коротко остановимся на основных вычислительных характеристиках. Используется регулярная горизонтальная сетка с шагами $\Delta\psi = 2^\circ$ по широте и $\Delta\lambda = 2.5^\circ$ по долготе, модель содержит 80 вертикальных уровней в новой гибридной координате η .

Выбор весовых коэффициентов (1) $a(\eta)$, $b(\eta)$ полностью соответствует [3], так что на нижних уровнях до высоты 230 гПа (примерно 11 км) гибридная координата совпадает с σ , на верхних 26 уровнях $b_k = 0$ (для высот от 7.27 гПа – около 35 км, до 0.003 гПа – 90 км), гибридная координата совпадает с изобарической.

Используется численная схема второго порядка точности для расчета горизонтальной адвекции для уравнений движения и представления силы Кориолиса, соответствующая ранним версиям модели ОЦА в σ -координате [39]. При разностном дифференцировании по долготе используется условия периодичности, при дифференцировании по широте на полюсах опускаются члены вида $v_{i,jp} \cos \varphi_{jp} = 0$, jp - широтный индекс полюса. Вблизи полюсов (начиная с $\bar{\varphi} = 69^\circ$ Северного и Южного полушарий) применяется пространственная Фурье-фильтрация высокочастотных гармоник вдоль круга широты для полей всех прогностических переменных [40]. Для устранения систематических вычислительных ошибок в динамической части численной схемы, которые могут приводить к ложному каскаду энергии в коротковолновой области спектра, используется подавление высокочастотных пространственных мод с помощью оператора горизонтальной диффузии восьмого порядка (с уменьшением амплитуды двухшаговой моды в 4 раза) [3].

Основой используемой в модели дискретизации по времени является метод расщепления по физическим процессам [41]. В качестве базовой схемы для данного метода применяется явная трехслойная схема второго порядка точности «чехарда». Для подавления возникающей при использовании данной схемы ложной двухшаговой временной моды, при интегрировании по времени применяется временной фильтр [42].

Для преодоления ограничений, накладываемых на шаг по времени при использовании явных схем (связанных с распространением быстрых гравитационных волн), в модели применяется модифицированная для гибридной координаты полуявная схема интегрирования по времени [3, 43].

Программная реализация алгоритма модели атмосферы создана с использованием параллельных вычислительных систем с распределенной памятью (MPI). Для проведения всех численных экспериментов с параллельными версиями модели использовался суперкомпьютер «Ломоносов» Московского государственного университета и вычислительный кластер Института вычислительной математики (ИВМ РАН).

1.1 Воспроизведение климата и ключевых физических процессов в стратосфере и мезосфере

Представим несколько основных результатов по воспроизведению основных наблюдаемых характеристик глобальной циркуляции средней атмосферы для данной версии модели. Идентификация основных физических процессов, воспроизводимых моделью ОЦА в области нижней атмосферы (до высот 50 км) проводилась по данным реанализов наблюдений [44], а также результатов предыдущих версий модели. Поскольку исследование в данной работе касается результатов моделирования средней и верхней атмосферы, для верификации по среднеклиматическим параметрам в качестве данных наблюдений использовались данные CIRA86 [45], охватывающие высоты от 0 до 120 км.

В работе [3] представлено подробное обсуждение результатов воспроизведения среднего климата в данной модели атмосферы для января и июля (с акцентом на сравнение версий в гибридной и сигма вертикальных координатах). Показано хорошее воспроизведение климатических особенностей атмосферы, особо отмечено улучшение моделирования циркуляции в стратосфере и мезосфере над областями с орографией для зимнего периода.

В данной работе основное исследование проводилось для зимнего сезона, для которого волновая активность, формирующая изменчивость циркуляции, наиболее высокая. На рис. 1 представлены зонально осредненные за несколько лет средние температура и зональная скорость в январе по данным моделирования и наблюдений CIRA86. В целом модель правильно воспроизводит основные характеристики циркуляции средней атмосферы: температурный профиль и величины градиентов полюс-экватор в стратосфере и тропосфере, структуру и величину струйных течений. Модель несколько завышает ветер в нижней атмосфере южного полушария, завышает температуру стратосферы и занижает мезосферную температуру. Неточности могут быть связаны как с малым периодом осреднения (и для модельных расчетов, и для данных наблюдений), так и с недостатками

модели: упрощенной радиацией в области мезосферы, отсутствием динамики озона и других химических компонент, неточностями параметризации конвективной активности и внутренних гравитационных волн.

Характеристики изменчивости циркуляции средней атмосферы в данной работе исследовались на основе ежечасных данных моделирования для условий января и февраля. На рис. 2 представлены зонально осредненные среднеквадратичные отклонения температуры и зональной скорости за данный период. Из представленных результатов видно, что основная динамическая изменчивость связана с нарушениями струйных течений, обусловленными волновой активностью. На высотах тропосферы и стратосферы особенно высокая изменчивость наблюдается в средних широтах северного полушария, что соответствует описанным механизмам активного зимнего взаимодействия планетарных волн со средним потоком.

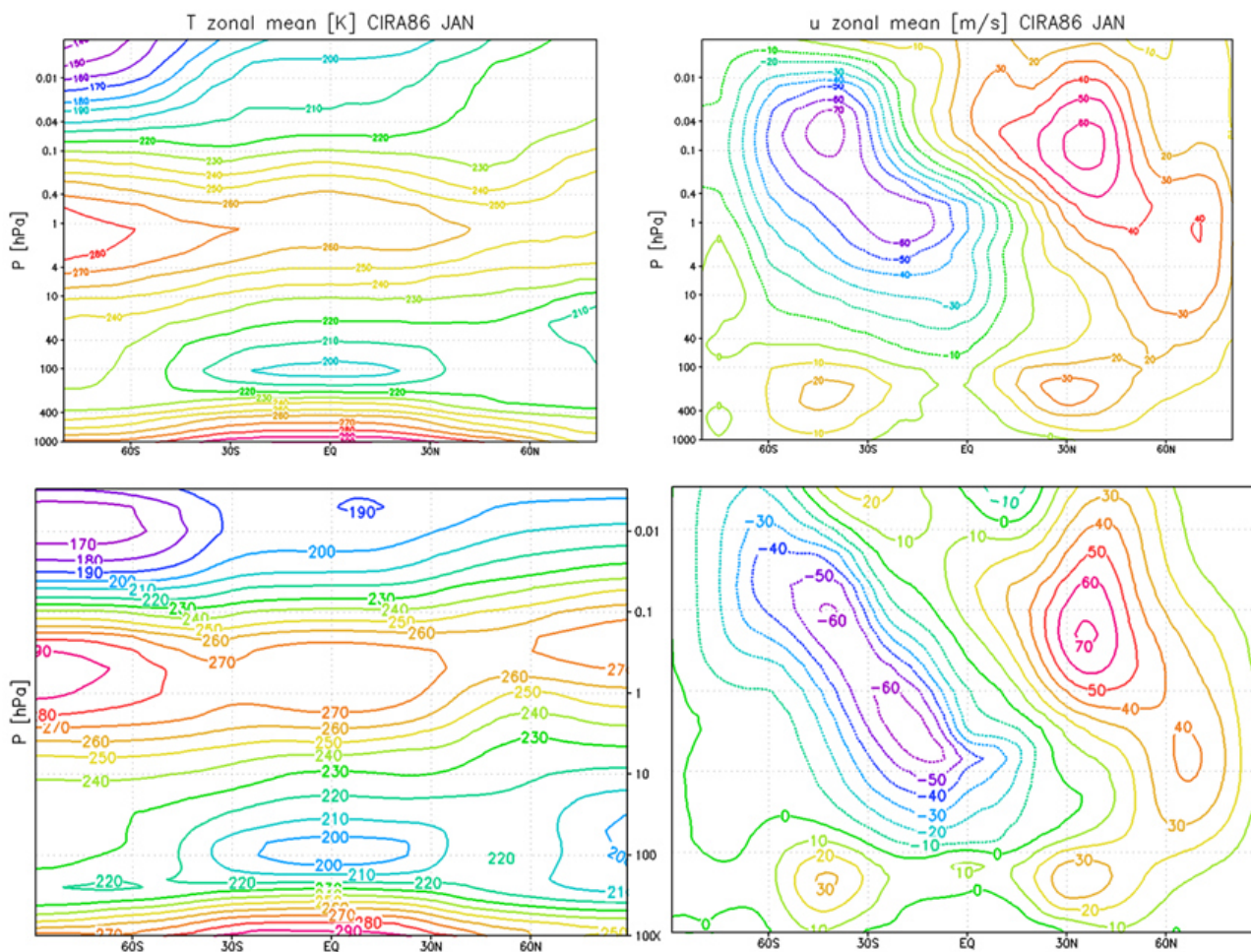


Рис. 1. Зонально осредненная температура T (K) (слева) скорость зонального ветра u (м/с) (справа) в январе по данным CIRA86 (вверху) и модели общей циркуляции атмосферы (внизу). Изолинии проведены через 10 К и 10 м/с соответственно, положительные значения соответствуют западному ветру.

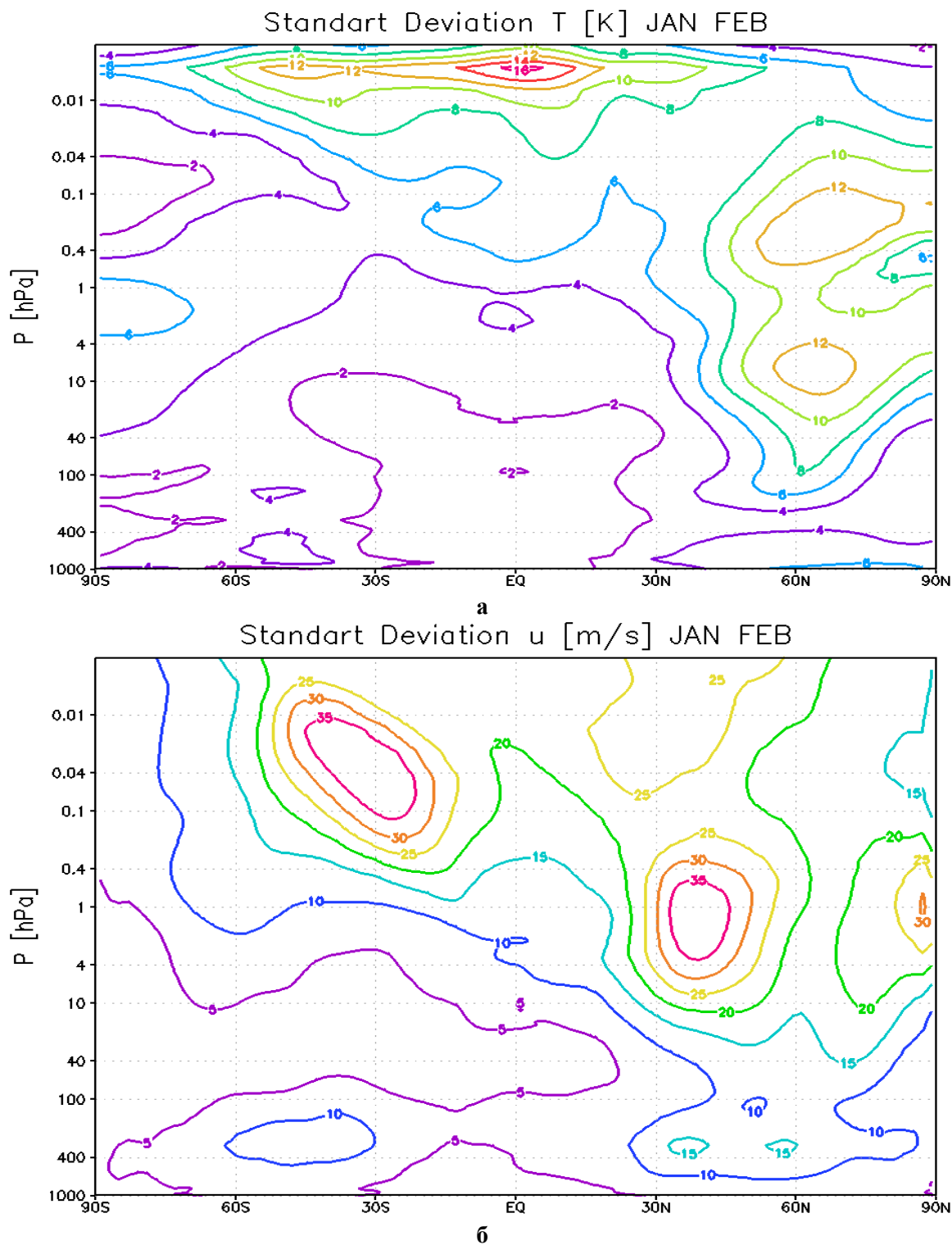


Рис. 2. Зонально осредненные профили среднеквадратичного отклонения для полей температуры T (К) (а) и скорости зонального ветра u (м/с) (б) в январе-феврале по данным модели общей циркуляции атмосферы в гибридной координате. Изолинии проведены через 2 К и 5 м/с соответственно.

Отдельно отметим, что для более ранних версий разрабатываемых моделей (в сигма-координате) [11] был проведен подробный анализ внутресеизонной и межгодовой изменчивости зимнего климата на высотах тропосферы-стратосферы для 23 летнего периода (с 1977 по 2000 г.). По данным моделирования максимальные среднемесячные амплитуды доминирующих стационарных планетарных волн (СПВ, с зональными волновыми числами $k=1$ и $k=2$) наблюдались в зимние месяцы в области широт 50° - 70° с.ш. Было показано, что амплитуда СПВ $k=1$ больше, чем у СПВ $k=2$ в

среднем в 2 раза, интенсивность СПВ $k=1$ и $k=2$ увеличивается с высотой и характеризуется сильной межгодовой изменчивостью. В летние месяцы СПВ не проникают из тропосферы в стратосферу. Данные характеристики СПВ в модельных расчётах соответствуют их известным характеристикам по данным наблюдений.

Воспроизведение внезапных потеплений в целом согласуется с данными реанализов наблюдений. В модели чаще наблюдались ВСП в зимний период (15 против 12 по данным ERA40), однако разделения стратосферного вихря при этом наблюдается значительно реже (2 раза, против 7) [46, 47]. Усиление планетарной волны $k=2$ (или усиление антициклона над восточной Атлантикой - западной частью Евразии) в модельных расчётах происходит реже, чем по данным наблюдений. Для Южного полушария результаты анализа не выявили ни ВСП по данным моделирования, хотя известно, что по данным наблюдений стратосферные потепления наблюдаются (хотя реже, чем в Северном). Отметим, что в выбранный в данной работе зимний сезон наблюдалось ВСП с разделением вихря в конце января.

На высотах мезосферы высокая изменчивость динамики (рис. 2 б) обусловлена процессами взаимодействия коротких волн со средним течением. Вместе с тем, как отмечено во введении, для мезосферы характерно взаимодействие внутренней изменчивости среды с циклами внешнего форсинга, особенно в тропической области. На дневном масштабе это в первую очередь суточный ход солнечного нагрева, ключевым проявлением которого служат термические приливы, особенно хорошо наблюдаемые в температурной изменчивости (рис. 2 а).

На рис. 3 представлены среднезональные амплитуды суточного цикла в температуре и зональной скорости по данным рассматриваемой модели ОЦА за зимний период. Из представленных результатов видно определяющие значение термического прилива в мезосфере, рост амплитуды с высотой. Структура и амплитуда суточного прилива в целом соответствует данным спутниковых наблюдений [48] (в январе около 12 К на экваторе и около 6 К для вторичных максимумов на 85 км). В верхних слоях на экваторе величины несколько завышены, подавление прилива на самом верхнем уровне скорее всего связано с эффектами верхней границы. Для суточного цикла в динамике наблюдаются колебания, растущие по амплитуде с высот тропосферы (рис. 3 б), что соответствует наблюдаемым в природе механизмам, поскольку энергетическим источником не мигрирующей (вместе с ходом Солнца) моды являются неоднородности тропопаузы (процессы глубокой конвекции в тропиках, эффекты неоднородности поверхности) [49].

Суточные и полусуточные приливные гармоники, воспроизводимые моделью ОЦА на высотах мезосферы, хорошо видны в среднем суточном ходе отклонений температуры, представленном на рис. 4 для высотного уровня 0.01 гПа (около 80 км) на нулевом меридиане. На рис. 5 показаны осредненные для января-февраля широтно-долготные распределения отклонений температуры в 0 часов по международному времени для того же высотного уровня, демонстрирующие суперпозицию мигрирующей и немигрирующей приливных волн по результатам моделирования. Отчетливо видны характерные максимумы амплитуд немигрирующей части над Африкой, Австралией и Южной Америкой, связанные с конвективной активностью [48, 49].

Отметим, что для более ранней версии разрабатываемой модели ОЦА в сигма-координате с низким вертикальным разрешением в средней атмосфере (39 уровней) [50] было проведено количественное исследование основных источников мигрирующей и не мигрирующей части воспроизводимых приливов. Показано, что основным источником энергии немигрирующего прилива в модели является неравномерность нагрева суши и океанов в тропиках, что совпадает с известными результатами [49].

Поскольку источники тропической волновой активности в средней атмосфере локализованы в области тропопаузы, отдельный интерес представляет исследование изменчивости данной области. Главным ее проявлением, характеризующем конвективную активность, на внутrigодовом масштабе являются волны Маддена-Джулиана (с периодом 30-60 дней,двигающиеся на восток со скоростями 4-7 м/с над областями Тихого и Индийского океанов [58]). Стоит заметить, что для ранних версий климатической модели ИВМ РАН было проведено первичное исследование воспроизведения этого явления, и получены близкие к наблюдаемым по амплитуде и скорости волны, однако с заметно большим разбросом периодов (от 10 до 60 дней).

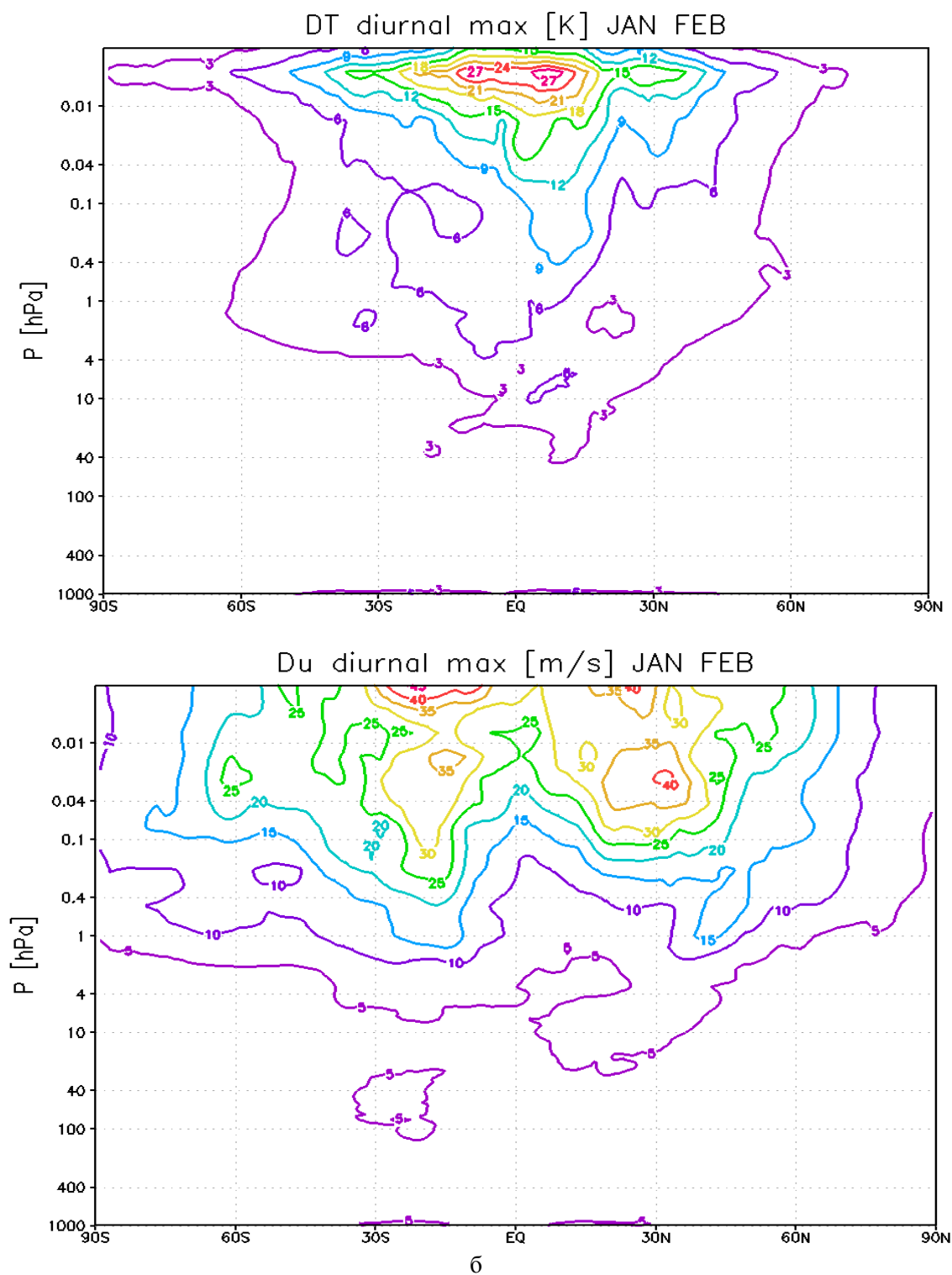


Рис. 3. Зональные профили амплитуды среднего суточного цикла полей температуры T (К) (а) и скорости зonalного ветра u (м/с) (б) в январе-феврале по данным модели общей циркуляции атмосферы в гибридной координате. Изолинии проведены через 3 К и 5 м/с соответственно.

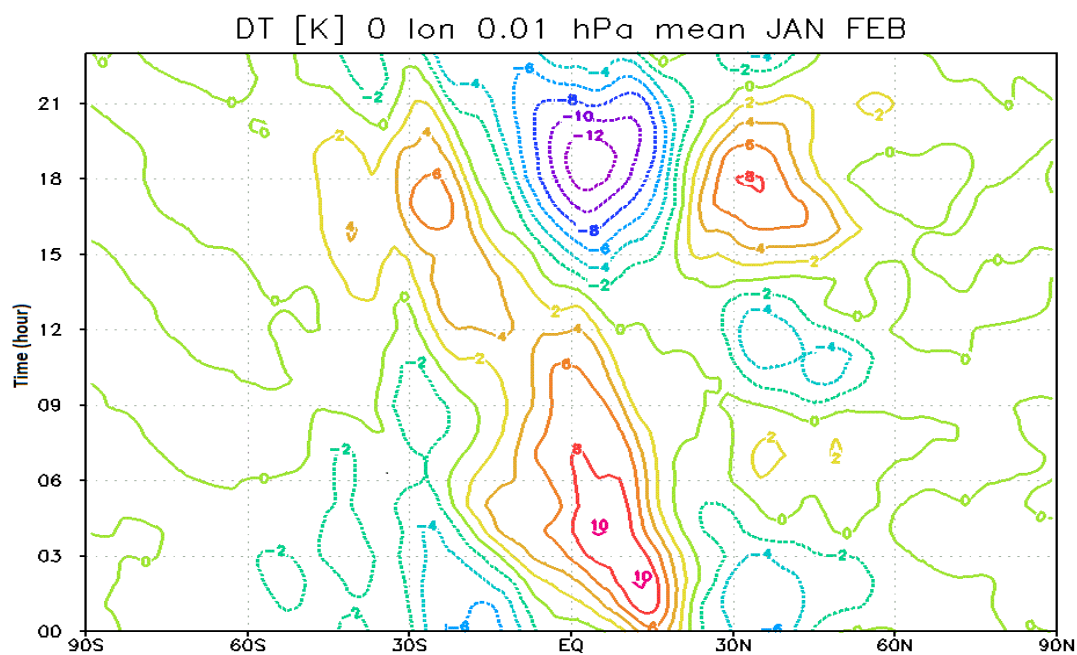


Рис. 4. Средний суточный ход отклонений температуры T (K) на нулевом меридиане в январе-феврале по данным модели общей циркуляции атмосферы в гибридной координате для высотного уровня 0.01 гПа. Изолинии проведены через 3 К.

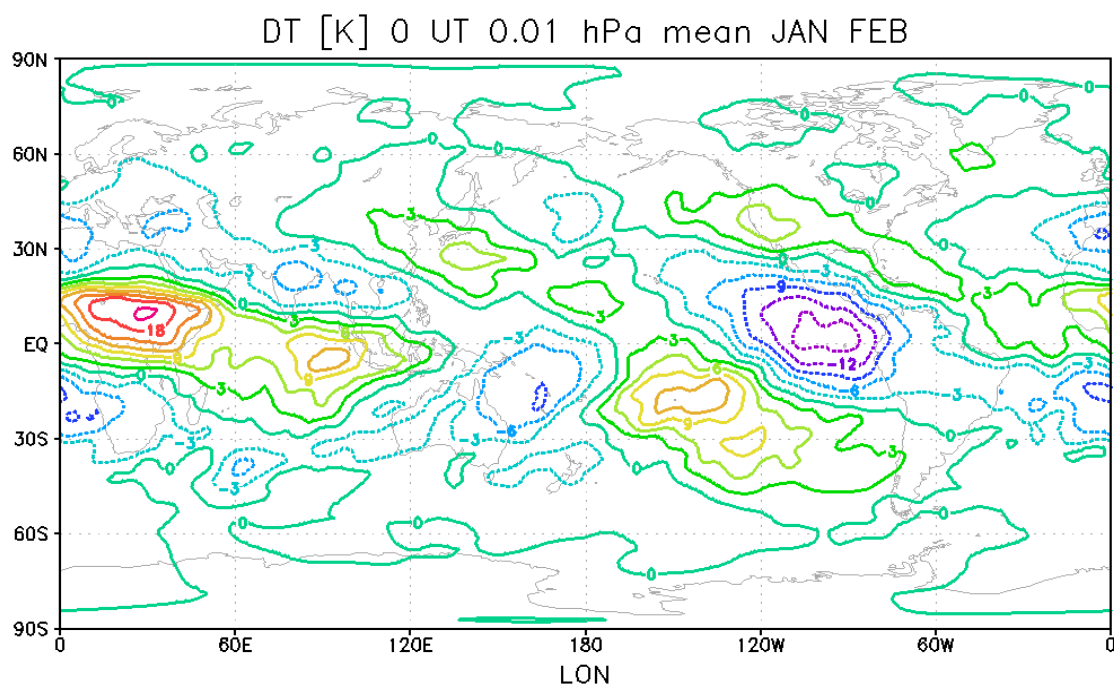
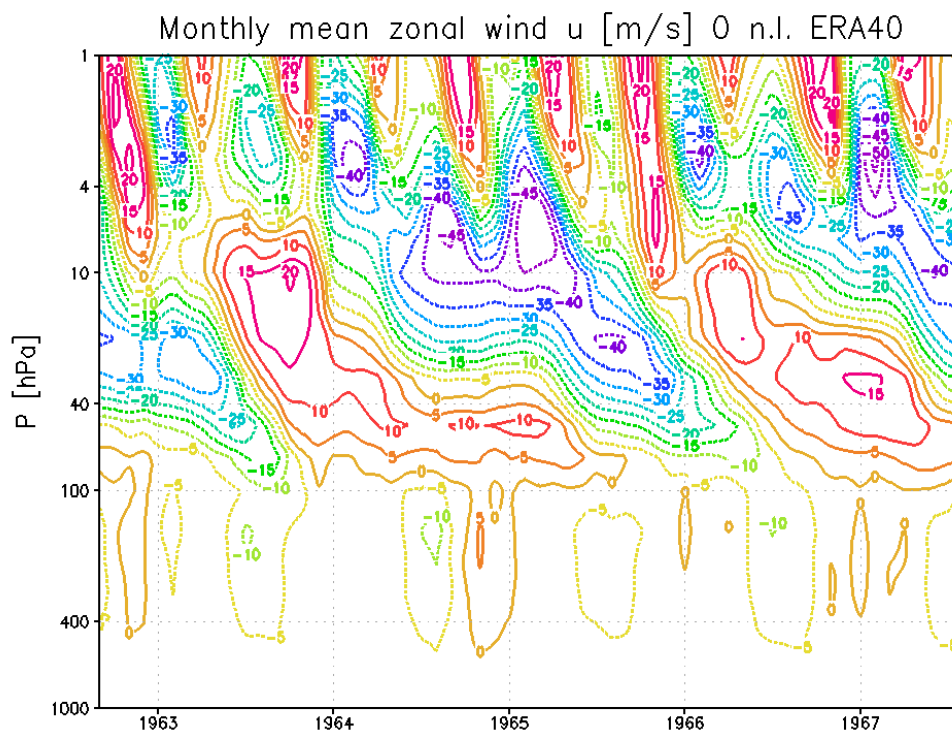
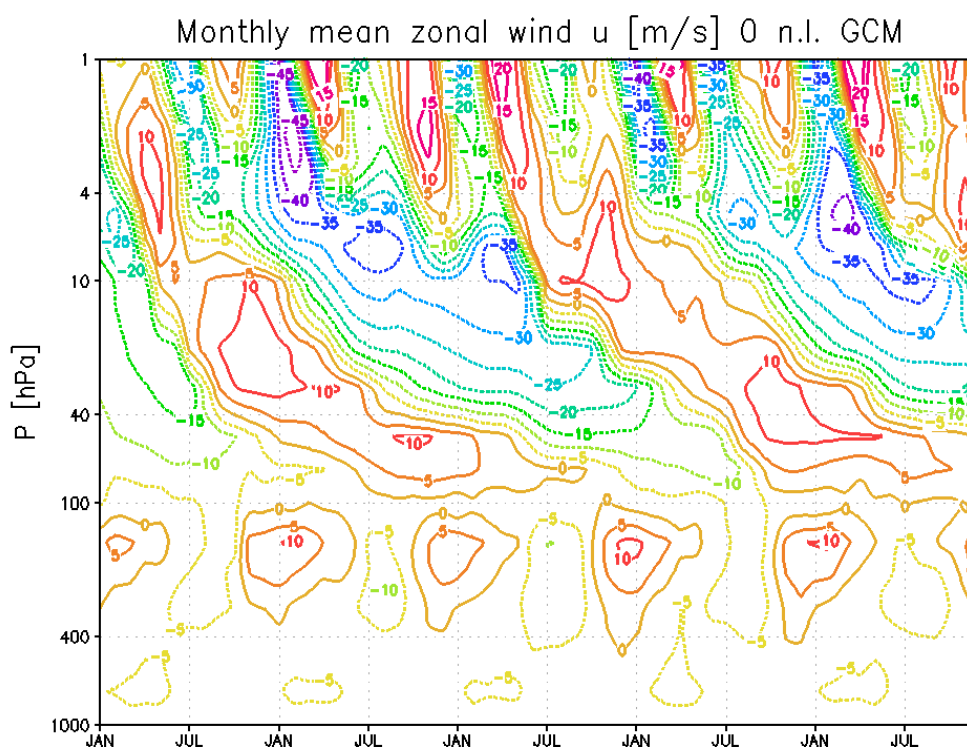


Рис. 5. Средние отклонения полей температуры T (K) в 00-00 UT в январе-феврале по данным модели общей циркуляции атмосферы в гибридной координате для высотного уровня 0.01 гПа. Изолинии проведены через 3 К.



а



б

Рис. 6. Вертикальный профиль среднемесячной экваториальной зональной скорости u (м/с) по данным реанализа наблюдений ERA40 и расчета модели ОЦА в гибридной координате за 5 лет. Изолинии проведены через 10 м/с, положительные значения соответствуют западному ветру.

Для межгодовой изменчивости главной характеристикой средней атмосферы являются экваториальные квазидвухлетние и полугодовые циклы и обусловленное ими влияние на вторичную меридиональную циркуляцию (модуляция распространения планетарных волн в средние широты). Они обусловлены как поглощением крупномасштабных экваториально-захваченных волн (Кельвина, инерционно-гравитационных), так и обрушением коротких гравитационных волн. Проблема моделирования КДК и ПГК подробно рассмотрена в ранних работах авторов, использующих предыдущие версии модели ОЦА в сигма-координате [10, 11, 52]. Особо выделена роль коротких волн в верхних слоях стратосферы и мезосфере (и соответственно, параметризации их обрушения в моделях ОЦА). На рис. 6 представлен временной ход высотного профиля зональной скорости на экваторе по результатам расчета данной версий модели в гибридной координате на 5 лет и данных реанализа наблюдений, демонстрирующий установившиеся КДК и ПГК, с характеристиками близкими к наблюдаемым.

Отметим, что детальное рассмотрение каждой из представленных выше задач моделирования циркуляции средней атмосферы выходит за рамки данной работы.

2. ЛОКАЛЬНАЯ ФОТОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ D-СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ.

Как отмечено во введении, фотохимические процессы играют ключевую роль в формировании D-области ионосферы, что обуславливает локальность существующих моделей. В то же время роль динамики системы остается практически не исследованной и требует построения более сложных моделей. Известно, что при переходе с дневных условий на ночные вместе с резким уменьшением скорости ионизации падают концентрации электронов в D-слое, в то же время ключевые для высот мезосферы и ниже кластерные группы положительных и отрицательных ионов являются долгоживущими [27, 31].

Согласованный учет транспортных и химических процессов в общем случае требует решения уравнения переноса для каждой из заряженных компонент газа, определяющих состояние ионосферы в рассматриваемой области:

$$\frac{d\varphi_i}{dt} = R + F_\varphi. \quad (4)$$

В этом уравнении φ_i концентрации составляющих (положительные и отрицательные ионы, электроны), \bar{u}_i - вектор скоростей для каждой компоненты, R - представляет собой член, описывающий локальные источники и стоки компонент. В левой части член полной производной содержит адвективный перенос, а диссипативный член $F_\varphi = \nabla \cdot (d\nabla\varphi_i)$ в правой части соответствует диффузионным процессам.

Так как плотность заряженной компоненты на уровне D-области ионосферы на десять порядков меньше плотности нейтрального воздуха и роль столкновений в процессе переноса является определяющей, динамика ионосферы в глобальном масштабе полностью определяется динамикой нейтральной составляющей. Это позволяет считать скорости для каждой компонент равными скоростям нейтральной атмосферы, считая динамику ионосферы как перенос пассивной примеси в рамках решения системы (2). С учетом используемых приближений уравнение для вектора составляющих ионосферы $\bar{\varphi}$ (4) можно записать в виде, аналогичном (3):

$$\frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \psi} \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial \psi} + \eta \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial \eta} = R(\bar{\varphi}) + \nabla \cdot (d\nabla \bar{\varphi}). \quad (5)$$

Поскольку в рассматриваемой в работе модели атмосферы, как отмечено в первой части, при дискретизации по времени используется метод расщепления по физическим процессам, при построении совместной модели можно выделить из системы (5) систему уравнений, описывающую процессы фотоионизации и рекомбинации, и использовать разработанные на сегодняшний день локальные модели фотохимической кинетики D-слоя ионосферы, включая их в качестве отдельного

вычислительного блока. При этом для пространственной дискретизации при численном решении естественным образом используется сетка модели ОЦА (фотохимическая модель решается локально в каждой точке пространственной сетки). В общем виде локальная модель D-слоя записывается нелинейной системой обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial t} = R(\bar{\varphi}). \quad (6)$$

Член $R(\bar{\varphi}) = \bar{P} + Q(\bar{\varphi}) - L(\bar{\varphi})\bar{\varphi}$ обычно содержит слагаемые, описывающие внешний источник \bar{P} (ионизация), и внутренние источники $Q(\bar{\varphi})$ и стоки $L(\bar{\varphi})\bar{\varphi}$ в системе.

2.1 Описание модели D-слоя

Как отмечено во введении, в качестве локальной модели D-слоя ионосферы в данной работе рассматривается 5-компонентная модель, основанная на процессе ионизации оксида азота [25]. Использование этой модели обусловлено несколькими факторами. Во-первых, изложенная выше разработанная модель тропосферы-стратосферы-мезосферы описывает атмосферу до высоты 90 км, и задача включения модели D-слоя требует адекватного описания ионосферных процессов в области 50-90 км. Во-вторых, данная модель в наиболее простой постановке способна адекватно описывать состояние невозмущенного D-слоя ионосферы именно для этих высот.

Известно, что для высот 50-85 км ключевой вклад (~90%) вносит процесс ионизации оксида азота NO спектральной линией Лайман- α солнечного ультрафиолетового излучения (длина волны 121.6 нм, энергия фотона 10.196 эВ) [27], на котором основана рассматриваемая модель. Выше 90 км ключевую роль начинает играть ионизация O_2^+ линией Лайман- β (102.6 нм) и более коротковолновым излучением, но цепочки процессов образования ионных водных кластеров не происходит, отрицательных ионов фактически нет, а в составе ионосферы доминируют молекулярные ионы NO^+ , O_2^+ , т.е. фотохимия несколько упрощается и ионосфера переходит в E-слой. В то же время, акцент поставленной задачи на моделирование среднего состояния в спокойных условиях позволяет исключить из рассмотрения ионизацию молекулярных кислорода и азота жестким излучением (вспышечный рентген, экстремальный ультрафиолет). Ионизация космическими лучами, преобладающая на высотах 30-50 км, играет относительно малую роль в средноклиматической картине D-области и не рассматривается в данной работе. Таким образом, в первом приближении в модели можно не описывать явным образом ион O_2^+ .

Таким образом, в основе рассматриваемых ионизационно-рекомбинационных процессов (см. таблицу 1 со значениями констант скоростей) лежит источник ионизации оксида азота NO до образования NO^+ (реакция P). Далее описываются сложные цепочки преобразования NO^+ в водные положительные кластеры C^+ . В данной работе рассматривается канал $NO^+ \rightarrow NO^+(H_2O)$ (соответственно C^+ содержит гидрат $NO^+(H_2O)$) с участием молекулярного азота и углекислого газа (реакции R₁- R₈), вторая и третья стадии гидратации не учитываются ($n = 0$). Отдельно рассмотрены процессы рекомбинации положительных ионов NO^+ (реакция E₁), C^+ (реакция E₂). В то же время для отрицательных ионов рассматривается прилипание электронов к молекулам кислорода в тройных соударениях с образованием первичного иона O_2^- (реакция L₁) и его вторичные преобразования в группу отрицательных ионов C^- (в данном случае объединяет O_3^- , O_4^- , реакции L₂-L₃) [21]. Также модель включает быстрое фотоотлипание электрона от O_2^- (реакция L₄), относительно медленные взаимные ион-ионную рекомбинации, скорость которых предполагается одинаковой для всех типов ионов (реакция I₁). Исключено лишь существенное для высот ниже 70 км фотоотлипание электронов от C^- из-за неопределенности типа конечного иона и соответствующих скоростей.

Процесс преобразования $NO^+ \rightarrow NO^+(H_2O)$ может быть описан эффективной скоростью B с учетом условия квазиравновесия для промежуточных виртуальных ионов NO^+CO_2 , NO^+N_2 (см. реакции R_2 - R_6), поскольку время их жизни много меньше времени жизни кластеров [53, 54]. Из представленных реакций нетрудно получить условия баланса:

$$R_2 [N_2]^2 [NO^+] - L_N [NO^+ N_2] = 0,$$

$$R_3 [CO_2] [NO^+ N_2] + R_1 [H_2O] [N_2] + R_6 [CO_2] [NO^+] - L_C [NO^+ CO_2] = 0,$$

где скорости потерь виртуальных ионов выражаются следующим образом:

$$L_N = R_7 [N_2] + R_3 [CO_2] + R_4 [H_2O],$$

$$L_C = R_8 [N_2] + R_5 [H_2O].$$

Отсюда (см. реакции R_4 - R_5) выражается скорость перехода B :

$$B = R_1 [H_2O] [N_2] + \frac{R_2 [N_2]^2 \cdot R_4 [H_2O]}{L_N} + \frac{R_5 [H_2O]}{L_C} \left(R_6 [CO_2] [N_2] + \frac{R_2 [N_2]^2 \cdot R_3 [CO_2]}{L_N} \right), \quad (7)$$

В данных соотношениях в квадратных скобках стандартно обозначены концентрации соответствующих составляющих в $см^{-3}$, константы соответствующих скоростей R_i реакций и их размерности приведены в таблице 1, размерность скорости кластерного преобразования B и скоростей потерь виртуальных ионов - $с^{-1}$.

Таблица 1. Учитываемые в 5 компонентной модели ионные фотохимические реакции

Обозначение	Реакции	Константы скоростей	
P	$NO + hv \rightarrow e + NO^+$		
D ₁	$O_2 + hv \rightarrow O(^3P) + O(^1D)$		
R ₁	$NO^+ + N_2 + H_2O \rightarrow NO^+(H_2O) + N_2$	$1,8 \cdot 10^{-28} \cdot (300/T)^{4,7}$	$см^6 с^{-1}$
R ₂	$NO^+(H_2O)_n + N_2 + N_2 \rightarrow NO^+(H_2O)_n N_2 + N_2$	$2 \cdot 10^{-31} \cdot (300/T)^{4,4}, n=0-2$	$см^6 с^{-1}$
R ₃	$NO^+(H_2O)_n N_2 + CO_2 \rightarrow NO^+(H_2O)_n CO_2 + N_2$	$10^{-9}, n=0-2$	$см^3 с^{-1}$
R ₄	$NO^+(H_2O)_n N_2 + H_2O \rightarrow NO^+(H_2O)_{n+1} + N_2$	$10^{-9}, n=0-2$	$см^3 с^{-1}$
R ₅	$NO^+(H_2O)_n CO_2 + H_2O \rightarrow NO^+(H_2O)_{n+1} + CO_2$	$10^{-9}, n=0-2$	$см^3 с^{-1}$
R ₆	$NO^+(H_2O)_n + CO_2 + N_2 \rightarrow NO^+(H_2O)_n CO_2 + N_2$	$7 \cdot 10^{-30} (300/T)^3, n=0-2$	$см^6 с^{-1}$
R ₇	$NO^+ N_2 + N_2 \rightarrow NO^+ + N_2 + N_2$	$1,5 \cdot 10^6 T^{-5,4} \exp(-2450/T)$	$см^3 с^{-1}$
R ₈	$NO^+ CO_2 + N_2 \rightarrow NO^+ + CO_2 + N_2$	$3,1 \cdot 10^4 T^{-4} \exp(-4590/T)$	$см^3 с^{-1}$
E ₁	$NO^+ + e \rightarrow N + O$	$4 \cdot 10^{-7} \cdot (300/T)^{0,5}$	$см^3 с^{-1}$
E ₂	$NO^+(H_2O) + e \rightarrow NO + H_2O$	$2 \cdot 10^{-5}$	$см^3 с^{-1}$
L ₁	$e + O_2 + O_2 \rightarrow O_2^- + O_2$	$1,4 \cdot 10^{-29} (300/T) \exp(-600/T)$	$см^6 с^{-1}$

Обозначение	Реакции	Константы скоростей	
L ₂	$O_2^- + O_3 \rightarrow O_3^- + O_2$	$6 \cdot 10^{-10}$	$\text{см}^3 \text{с}^{-1}$
L ₃	$O_2^- + O_2 + O_2 \rightarrow O_4^- + O_2$	$4 \cdot 10^{-31}$	$\text{см}^3 \text{с}^{-1}$
L ₄	$O_2^- + h\nu \rightarrow e + O_2$	0,33	с^{-1}
I ₁	$X^- + Y^+ \rightarrow \text{нейтралы}$	10^{-7}	$\text{см}^3 \text{с}^{-1}$

Рассматриваемые в модели процессы в целом соответствуют подробно описанным в известных 6-компонентных моделях [21, 27, 31] без явного включения иона O_2^+ . Все константы скоростей учитываемых реакций описаны во многих работах и соответствуют общепринятыми значениям (отдельно отметим, что большинство констант в данной работе взяты по максимальной оценке) [21, 31, 55, 56].

Таким образом, в представленной в работе модели фотохимии D-области ионосферный состав задается в виде ионов NO^+ , O_2^- , C^+ , C^- и электронов. Введем обозначения для соответствующих концентраций и скоростей реакций (см. таблицу 1), рассчитываемых в модели: $\varphi_1 = [NO^+]$, $\varphi_2 = [C^+]$, $\varphi_3 = n_e$, $\varphi_4 = [O_2^-]$, $\varphi_5 = [C^-]$,

$$k_{13} = E_1, k_{23} = E_2, k_3 = L_1 [O_2]^2, k_4 = L_4, k_5 = L_2 [O_3] + L_3 [O_2]^2, k_c = I_1. \quad (8)$$

Тогда система (6) модельных фотохимических уравнений может быть записана в следующем виде.

$$\begin{aligned} \frac{d\varphi_1}{dt} &= P - B\varphi_1 - k_{13}\varphi_1\varphi_3 - k_c\varphi_1(\varphi_4 + \varphi_5), \\ \frac{d\varphi_2}{dt} &= B\varphi_1 - k_{23}\varphi_2\varphi_3 - k_c\varphi_2(\varphi_4 + \varphi_5), \\ \frac{d\varphi_3}{dt} &= P - k_{13}\varphi_1\varphi_3 - k_{23}\varphi_2\varphi_3 - k_3\varphi_3 + k_4\varphi_4, \\ \frac{d\varphi_4}{dt} &= k_3\varphi_3 - (k_4 + k_5)\varphi_4 - k_c\varphi_4(\varphi_1 + \varphi_2), \\ \frac{d\varphi_5}{dt} &= k_5\varphi_4 - k_c\varphi_5(\varphi_1 + \varphi_2) \end{aligned} \quad (9)$$

Отметим, что третье уравнение непосредственно получено из условия локального сохранения заряда.

$$\frac{d\varphi_3}{dt} = \frac{d\varphi_1}{dt} + \frac{d\varphi_2}{dt} - \frac{d\varphi_4}{dt} - \frac{d\varphi_5}{dt} \quad (10)$$

Как отмечено выше, в данной работе в качестве источника ионизации рассматривается только дневное ультрафиолетовое излучение Солнца на спектральной линии $L\alpha$ (реакция P), которая поглощается верхними слоями за счет диссоциации молекулярного кислорода (реакция вида D₁). Скорость ионообразования P иона NO^+ из оксида NO за счет такого монохроматического излучения определяется в зависимости от высоты z следующим выражением [13, 56]:

$$P(z) = I_{L\alpha} \cdot \sigma_{NO}^i \cdot [NO] \cdot \exp(-\tau(z)), \quad (11)$$

где $[NO]$ - концентрация частиц ионизируемого NO , σ_{NO}^i - сечение ионизации NO , $I_{L\alpha}$ - поток излучения $L\alpha$ на верхней границе атмосферы, τ - оптическая толщина для данной линии, которая определяется полным сечением взаимодействия излучения (в данном случае - молекулярным кислородом σ_{O_2}) и числом молекул в столбе атмосферы выше рассматриваемого уровня вдоль направления излучения ($Sum(z, \chi)$, где χ - зенитный угол Солнца):

$$\tau(z, \chi) = \sigma_{O_2} \cdot Sum_{O_2}(z, \chi) = \sigma_{O_2} \cdot \int_z^{z_0} \frac{[O_2]}{\cos \chi} dz. \quad (12)$$

Как отмечено выше, все параметры нейтральной атмосферы, необходимые для расчета (11), (12) и решения (9) могут быть взяты из модели общей циркуляции (п. 1). Поскольку воздух ниже турбопаузы (примерно 100 км) можно считать однородно перемешанным, доли концентраций основных компонент O_2 , N_2 , а также CO_2 задаются стандартно.

$$\begin{aligned} [N_2] &= 0.78 \cdot n, \\ [O_2] &= 0.21 \cdot n, \\ [CO_2] &= 0.39 \cdot 10^{-5} \cdot n, \end{aligned} \quad (13)$$

где суммарная концентрация воздуха рассчитывается через прогностические параметры модели из уравнения состояния $n = p / kT$, ($k = 1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К).

В общем случае влага рассчитывается в модели с помощью уравнения переноса влажности (3). Отметим, что для локальных расчетов и в некоторых численных экспериментах значение концентрации влаги зафиксировано на уровне $[H_2O] = 0.8 \cdot 10^{-5} \cdot n$.

Поскольку в используемой версии модели ОЦА не используется химический блок, для озона O_3 и малой составляющей NO используются постоянные распределения долей концентраций. В первом приближении считается $[O_3] = 0.3 \cdot 10^{-5} \cdot n$, $[NO] = 10^{-7} \cdot n$ [21, 56].

Используемые для расчета ионизации сечения взаимодействия задаются как $\sigma_{NO}^i = 1.86 \cdot 10^{-18}$ см², $\sigma_{O_2} = 1.13 \cdot 10^{-20}$ см² [56]. Поток солнечного излучения линии $L\alpha$ на верхней границе атмосферы принимается следующим $I_{L\alpha} = 0.4 \cdot 10^{12}$ см⁻² с⁻¹, что соответствует среднему уровню солнечной активности [57]. Поскольку используемая в моделях атмосферы вертикальная координата связана с давлением, оптическую толщину для поглощения молекулярного кислорода (12) можно рассчитать простым интегрированием с учетом (13) и уравнения гидростатики $\frac{dp}{dz} = -\rho g$:

$$\tau(p, \chi) = 0.21 \cdot \sigma_{O_2} \cdot \int_{p_0}^p \frac{p}{kT} \frac{1}{\cos \chi} \left(g \frac{RT}{p} \right) dp = 0.21 \cdot \sigma_{O_2} \cdot g \frac{R}{k} \frac{(p - p_0)}{\cos \chi}. \quad (14)$$

где p_0 - давление на верхней границе атмосферы, которое можно принять нулевым. При этом распределение молекулярного кислорода выше верхней границы можно учесть с использованием стандартной атмосферы (типа MSIS) Отметим, что предварительная численная оценка показала, что вклад в Sum_{O_2} столба выше 100 км меньше на несколько порядков вклада столба воздуха в мезосфере и ниже.

Отдельно упомянем, что хотя в рассматриваемой версии модели нейтральной атмосферы радиационный блок не учитывает поглощение жесткого солнечного излучения, ход Солнца для

расчета (12) (определяемый зенитным углом) в данной работе рассчитывается согласованно с атмосферной радиацией.

Таким образом, построенная простейшая фотохимическая модель D-слоя ионосферы уже в локальной постановке накладывает ряд требований к моделям нейтральной атмосферы на воспроизведение определенных параметров. Помимо базовых переменных температуры, давления, (определяющих плотность), для модели в общей постановке (9) требуется знание профилей распределения влаги, озона, оксида азота, углекислого газа, параметров прохождения солнечной радиации и других характеристик.

2.2 Исследование дифференциальной постановки

Прежде чем переходить к непосредственному описанию численного решения задачи (9), необходимо исследовать основные свойства дифференциальной постановки в общем виде. Знание асимптотического поведения решений, устойчивости и других свойств таких систем особенно важно для моделей D-слоя ионосферы, поскольку много раз отмечалась недостаточная точность численных значений многих параметров системы.

Особенностью фотохимических систем вида (6) является разделение компонент на положительно заряженные ионы φ_i^+ и отрицательные ионы φ_i^- и электроны n_e , при этом должно выполняться условие локальной квазинейтральности плазмы (закон сохранения заряда):

$$\sum_i \varphi_i^+ - \sum_i \varphi_i^- - n_e = 0. \quad (15)$$

Помимо этого подобные системы обладают свойством неотрицательности компонент: $\varphi_i \geq 0$. Однако в описанной выше постановке нет закона сохранения массы, так как система не включает согласованные уравнения для нейтральных компонент. Поэтому к данной системе непосредственно не применимы разработанные методы решения локальных задач химической кинетики.

Для непосредственного решения (6) требуется постановка задачи Коши, т.е. помимо знания значений параметров системы нужны начальные условия для ионных компонент.

Перейдем к рассмотрению специфических свойств описанной модели D-области ионосферы в дифференциальной форме (9). Как отмечено выше, система сохраняет суммарный заряд, определяемый начальными условиями, при этом условие (15) запишется в виде:

$$\varphi_1 + \varphi_2 - \varphi_3 - \varphi_4 - \varphi_5 = 0. \quad (16)$$

Сформулируем ряд утверждений касательно системы (9).

1. Система сохраняет неотрицательность компонент в любой момент времени $\varphi_i \geq 0$ в случае неотрицательности их в начальный момент. Это можно показать, положив в правой части i -ого уравнения $\varphi_i = 0$, оставшаяся сумма должна быть положительна [58].

2. Система диссипативна в смысле $\sum_i \frac{\partial R(\varphi_i)}{\partial \varphi_i} < 0$.

3. Система имеет поглощающее множество в норме $\|\bar{\varphi}\| = \sum_i \varphi_i$, (т.к. $\varphi_i \geq 0$). Следовательно система имеет глобальный аттрактор на знакоопределенном фазовом полупространстве $\varphi_i \geq 0$. Это утверждение требует отдельного доказательства.

Рассмотрим первое уравнение системы (9). В силу условия $\varphi_i \geq 0$ имеем оценку:

$$\frac{d\varphi_1}{dt} \leq P - B\varphi_1.$$

Обобщая эту оценку можно получить:

$$\frac{de^{Bt}\varphi_1}{dt} \leq Pe^{Bt} \Rightarrow \int_0^t \frac{de^{Bt}\varphi_1}{dt} \leq \int_0^t Pe^{Bt} \Rightarrow \varphi_1(t) \leq \varphi_1(0)e^{-Bt} + (1 - e^{-Bt})\frac{P}{B}.$$

Таким образом, при достаточно большом времени T для любого $t > T$ имеем:

$$\varphi_1(t) \leq (1 + \varepsilon(T)) \frac{P}{B}, \quad (17)$$

где $\varepsilon(T) > 0$.

Далее, поскольку $k_{23} > k_c$ для второго уравнения имеем:

$$\frac{d\varphi_2}{dt} \leq B\varphi_1 - k_c\varphi_2(\varphi_3 + \varphi_4 + \varphi_5),$$

Используя условие (16), нетрудно получить

$$\frac{d\varphi_2}{dt} \leq B\varphi_1 - k_c\varphi_2(\varphi_2 + \varphi_1) \leq B\varphi_1 - k_c\varphi_2^2.$$

При достаточно большом $t > T$ с учетом (17) имеем

$$\frac{d\varphi_2}{dt} \leq P - k_c\varphi_2^2.$$

Т.е. $\frac{d\varphi_2}{dt} > 0$ при условии $P > k_c\varphi_2^2$ и φ_2 растет до тех пор, пока не выполнится условие $P = k_c\varphi_2^2$,

далее φ_2 удовлетворяет следующей оценке:

$$\varphi_2 \leq \sqrt{\frac{P}{k_c}}. \quad (18)$$

Таким образом, для положительно заряженных компонент имеем асимптотическую оценку:

$$\varphi_1 + \varphi_2 \leq \frac{P}{B} + \sqrt{\frac{P}{k_c}}.$$

Используя (16), получим условие ограниченности нормы

$$\|\vec{\varphi}\| = \sum_i \varphi_i = \varphi_1 + \varphi_2 + \varphi_3 + \varphi_4 + \varphi_5 \leq 2 \left(\frac{P}{B} + \sqrt{\frac{P}{k_c}} \right). \quad (19)$$

2.3 Исследование численного решения

Для изучения конкретной формы аттрактора, а также свойств устойчивости системы (9) по начальным условиям и параметрам, исследовалось численное решение для некоторых типичных условий, при которых можно фиксировать числовые значения коэффициентов и источника в системе (9) и изучать сходимость решения к аттрактору.

Для числовых оценок параметров модели удобно выбрать два высотных уровня, отражающих специфику областей нижнего и верхнего D-слоя: 50 км и 85 км. Средние оценки состояния нейтральной атмосферы (взяты по модели ОЦА для января средних широт, рис. 1): для высоты 50 км: $p \approx 9 \cdot 10^{-1}$ гПа, $T = 240$ К; для высоты 85 км: $p \approx 10^{-2}$ гПа, $T = 190$ К. Отсюда приведенные выше соотношения для констант скоростей реакции (8) (таблица 1) и составляющих атмосферного газа (13) позволяют получить следующие оценки: для высоты 50 км: $B \approx 10$ с⁻¹, $k_{13} \approx 4.2 \cdot 10^{-7}$ см³с⁻¹, $k_3 \approx 45$ с⁻¹, $k_5 \approx 79$ с⁻¹; для высоты 85 км: $B \approx 0.5 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹, $k_{13} \approx 4.3 \cdot 10^{-7}$ см³с⁻¹, $k_3 \approx 0.53 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹, $k_5 \approx 0.06$ с⁻¹. Независимые параметры имеют значения: $k_{23} = 2 \cdot 10^{-5}$ см³с⁻¹, $k_4 = 0.33$ с⁻¹, $k_c = 10^{-7}$ см³с⁻¹. Оценки скорости ионообразования (11) дают для 50 км $P \approx 1$ см³с⁻¹, для 85 км $P \approx 40$ см³с⁻¹.

Отметим, что из этих оценок сразу можно сделать вывод, что главными быстрыми процессами для нижней области D слоя являются преобразования группы отрицательных ионов и образование положительных гидратов, а для верхних слоев на первый план выходит фотоотлипание электронов и положительные ионы, при этом скорости практически всех процессов сравнимы. Это соответствует ключевым механизмам, регистрируемым по данными наблюдений и отмеченным выше.

Система решалась многошаговым методом, основанным на формулах численного дифференцирования с выбором размера шага в зависимости от требуемой точности, который применяется при исследовании жестких систем [59].

Экспериментально установлено, что глобальным аттрактором системы (в широком интервале параметров) для всех начальных значений с единым суммарным зарядом является стационарная точка. При этом, положение стационарной точки непрерывно меняется в зависимости от величины суммарного заряда (соответственно условию (10)), но остается неизменным при фиксированном заряде. Таким образом, можно предположить что глобальным аттрактором для всей области положительного фазового полупространства служит поверхность, точки которой раздены суммарной величиной заряда. Физический интерес представляет квазинейтральное решение (16).

Для обеих исследуемых характерных высот в численном решении наблюдается сходимость к одной точке фазового пространства. При этом для нижних слоев характерно быстрое установление решения $\varphi_1 = \frac{P}{B}$ (17), и соответственно $\varphi_3 = \frac{B}{k_{13}}$ (времена сходимости порядка секунды) и очень медленную сходимость для величин кластеров φ_2 , φ_5 (см. (18)). Фазовый портрет системы для первых трех компонент (φ_1 , φ_2 , φ_3) в условиях 50 км представлен на рис. 7.

Сходимость к стационарному решению для верхних слоев показана на рис. 8, времена сходимости (в данном случае порядка часа) для разных компонент выравниваются.

Также экспериментально установлена непрерывная зависимость решений системы от параметров (скоростей реакций и величины источника, типичные результаты выборочно показаны на рис. 9). Отметим, что ни в одном численном эксперименте бифуркации не наблюдались.

Применяя полученные результаты к характерным временам процессов в верхней атмосфере, отметим, что решением системы в суточном ходе солнечного излучения $P(t)$ будет стационарная точка, параметрически зависящая от времени. Данный факт подтвержден экспериментально для численного решения при синусоидальном ходе $P(t)$.

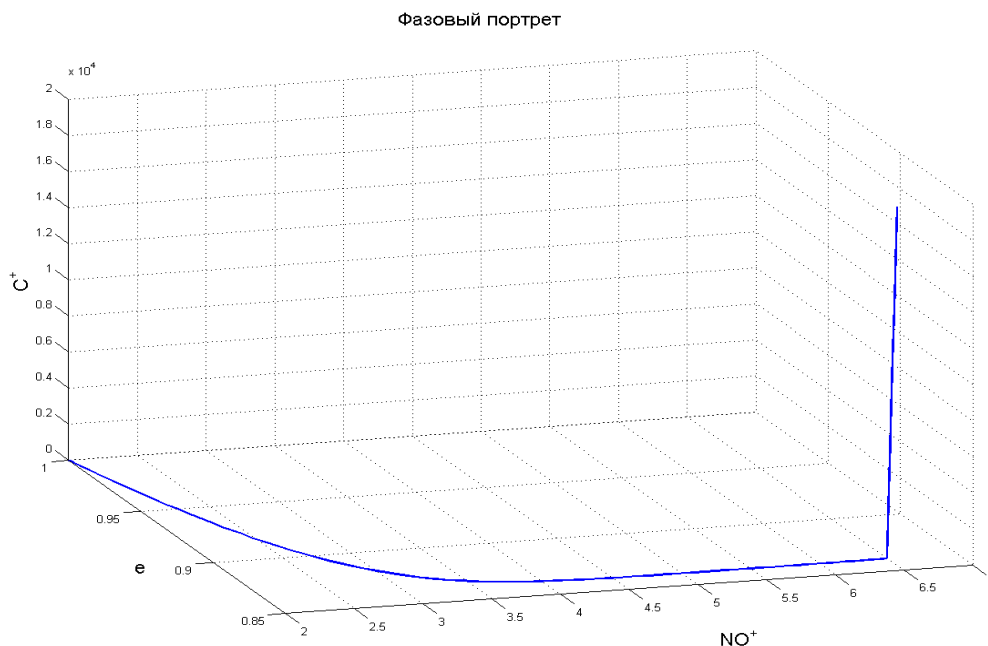


Рис. 7. Фазовый портрет локальной фотохимической модели D-слоя на 50 км для всех компонент в зависимости от времени.

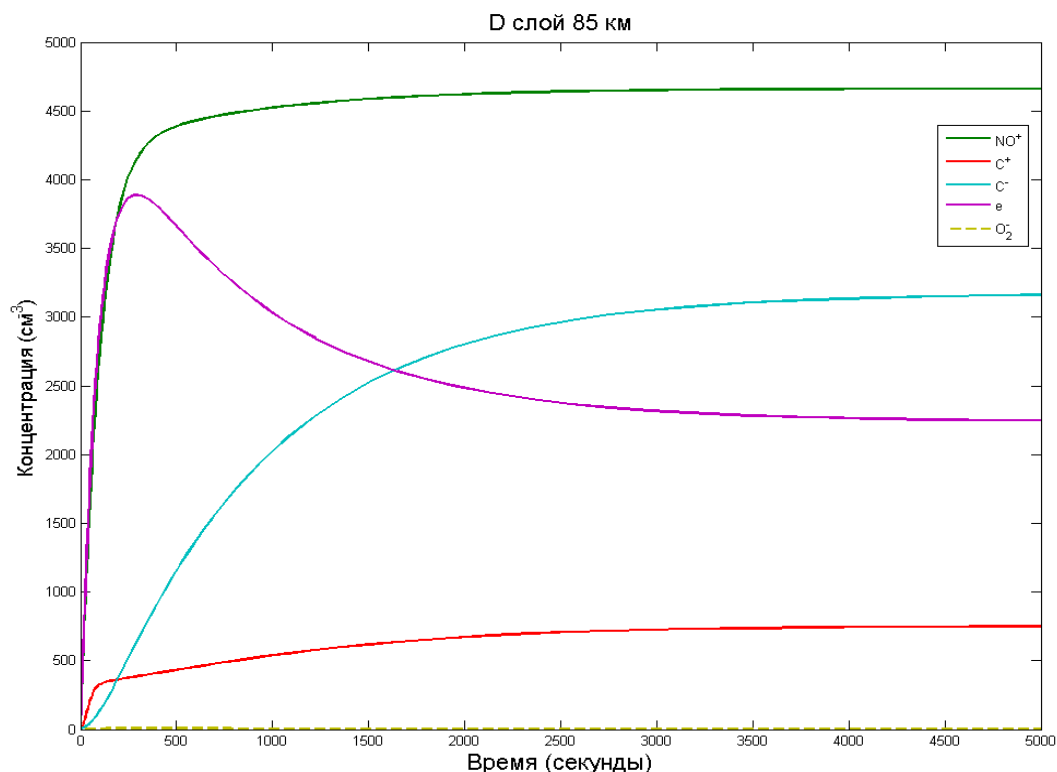


Рис. 8. Решение локальной фотохимической модели D-слоя на 85 км для всех компонент в зависимости от времени.

2.4 Полуночевная численная схема

Поскольку при моделировании сложной нелокальной системы Земной атмосферы требуются эффективные численные схемы (аппроксимационная сетка содержит порядка миллиона узлов), при выборе численного метода решения нестационарных подзадач желательно использовать большие шаги по времени, сравнимые с шагами решения уравнений модели (для используемой версии – 2 минуты).

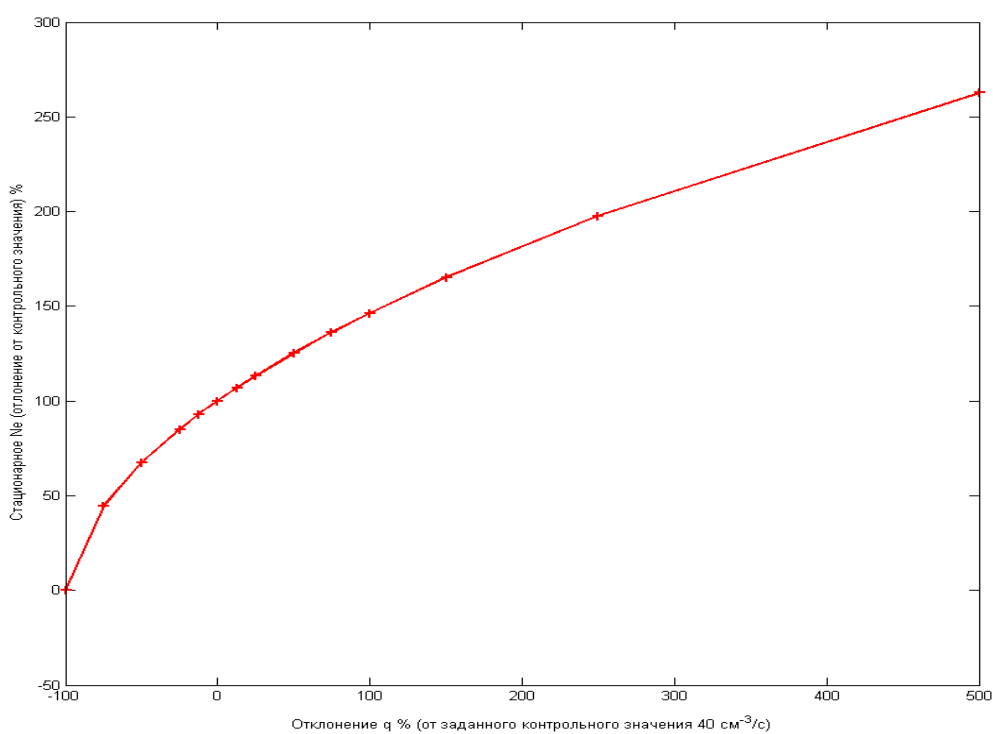
Для эффективного численного решения фотохимической системы уравнений D-слоя предложена устойчивая полуночевная схема (9). Идея построения схемы основана на выделении компонент с быстрыми характерными временами сходимости к стационарному решению, эволюция которых рассчитывается с помощью неявной схемы, и компонент с медленной сходимостью, рассчитывающихся явно.

На основе численных оценок было показано, что для нижних уровней D-слоя характерные времена сходимости к стационарному решению при фиксированных параметрах для φ_1 , φ_3 и φ_4 намного меньше, чем для кластеров φ_2 , φ_5 . При повышении уровня характерные времена сходимости выравниваются.

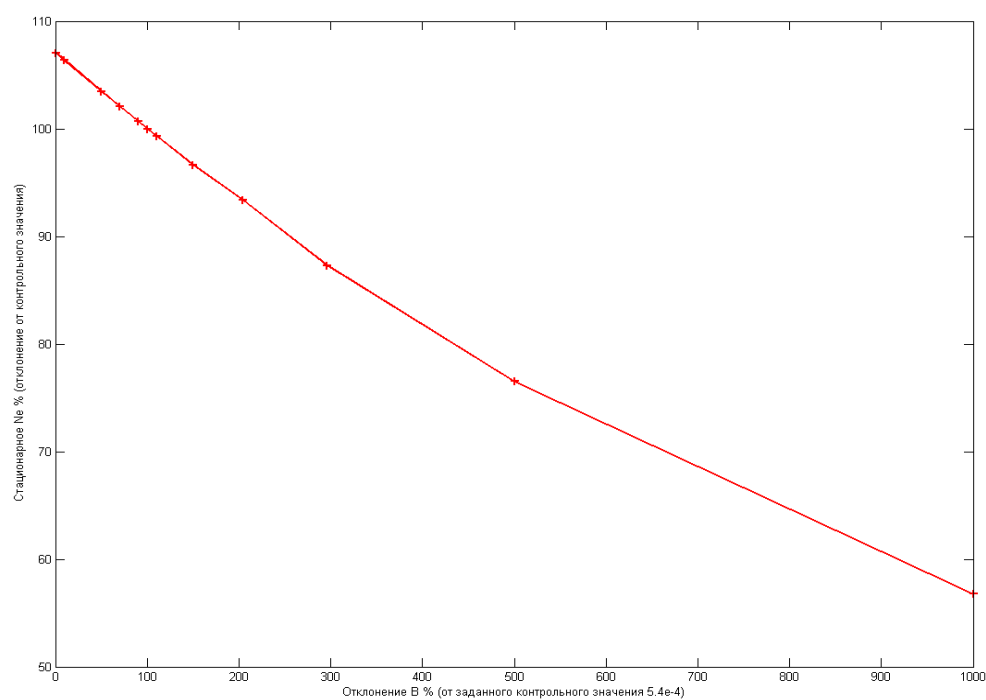
Запишем оператор системы вида (6) как сумму двух операторов, описывающих быстрые и медленные процессы: $R(\bar{\varphi}) = A_1 \bar{\varphi} + A_2 \bar{\varphi}$. Выделим в первом операторе линейную часть и запишем его в виде $A_1 \bar{\varphi} = M \bar{\varphi}$. $M(\bar{\varphi})$ - матрица быстрых слагаемых для неявного счета, содержащая нелинейные коэффициенты, рассчитываемые явно. Остальная часть слагаемых $\bar{a}(\bar{\varphi}) = A_2 \bar{\varphi}$ представляет собой вектор нелинейной части (описывающий медленные слагаемые), рассчитываемый явным образом.

Аппроксимируя дифференциальный оператор простой одношаговой схемой Эйлера, конечно-разностное приближение системы для n -ого шага по времени запишем в виде (Δt - шаг по времени):

$$\frac{\bar{\varphi}^{n+1} - \bar{\varphi}^n}{\Delta t} = M(\bar{\varphi}^n)\bar{\varphi}^{n+1} + a(\bar{\varphi}^n). \quad (20)$$



а



б

Рис. 9. Чувствительность (в процентах) стационарных решений фотохимической модели D-слоя на 85 км для электронной концентрации ($\varphi_3 \equiv n_e$) к отклонениям параметрам системы от контрольного значения: источника ионизации P (а), скорости V образования положительных кластеров $NO^+ \rightarrow C^+$ (б).

Дискретизация системы (9) следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\varphi_1^{n+1} - \varphi_1^n}{\Delta t} &= P - B\varphi_1^{n+1} - k_{13}\varphi_1^n \varphi_3^{n+1} - k_c \varphi_1^n (\varphi_4^n + \varphi_5^n), \\ \frac{\varphi_2^{n+1} - \varphi_2^n}{\Delta t} &= B\varphi_1^{n+1} - k_{23}\varphi_2^n \varphi_3^{n+1} - k_c \varphi_2^n (\varphi_4^n + \varphi_5^n), \\ \frac{\varphi_3^{n+1} - \varphi_3^n}{\Delta t} &= P - k_{13}\varphi_1^n \varphi_3^{n+1} - k_{23}\varphi_2^n \varphi_3^{n+1} - k_3 \varphi_3^{n+1} + k_4 \varphi_4^{n+1}, \\ \frac{\varphi_4^{n+1} - \varphi_4^n}{\Delta t} &= k_3 \varphi_3^{n+1} - (k_4 + k_5) \varphi_4^{n+1} - k_c \varphi_4^n (\varphi_1^n + \varphi_2^n), \\ \frac{\varphi_5^{n+1} - \varphi_5^n}{\Delta t} &= k_5 \varphi_4^{n+1} - k_c \varphi_5^n (\varphi_1^n + \varphi_2^n). \end{aligned} \tag{21}$$

Таким образом, система для нахождения значений $\bar{\varphi}^{n+1}$ имеет вид:

$$(I - \Delta t M) \bar{\varphi}^{n+1} = \Delta t \bar{a} + \bar{\varphi}^n \tag{22}$$

где

$$M = \begin{pmatrix} -B & 0 & -k_{13}\varphi_1 & 0 & 0 \\ B & 0 & -k_{23}\varphi_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -k_{13}\varphi_1 - k_{23}\varphi_2 - k_3 & k_4 & 0 \\ 0 & 0 & k_3 & -k_4 - k_5 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & k_5 & 0 \end{pmatrix}, \quad \bar{a} = \begin{pmatrix} P - k_c \varphi_1 (\varphi_4 + \varphi_5) \\ -k_c \varphi_2 (\varphi_4 + \varphi_5) \\ P \\ -k_c \varphi_4 (\varphi_1 + \varphi_2) \\ -k_c \varphi_5 (\varphi_1 + \varphi_2) \end{pmatrix}. \tag{23}$$

Из вида неявной и явной (23) части системы видно, что конечно-разностная постановка (21) сохраняет начальный суммарный заряд на каждом шаге по времени (как и дифференциальная постановка).

Заметим, что первое, второе и последнее уравнения системы последовательно отцепляются и решаются отдельно. Таким образом, сначала решаем систему из двух уравнений 3-4 для $(n+1)$ -ого шага по времени (с обращением матрицы 2x2):

$$\bar{\varphi}'^{n+1} = (I - \Delta t M')^{-1} [\Delta t \bar{a}' + \bar{\varphi}'^n], \tag{24}$$

где $\bar{\varphi}' = \begin{pmatrix} \varphi_3 \\ \varphi_4 \end{pmatrix}$, $M' = \begin{pmatrix} -k_{13}\varphi_1^n - k_{23}\varphi_2^n - k_3 & k_4 \\ k_3 & -k_4 - k_5 \end{pmatrix}$, $\bar{a}' = \begin{pmatrix} P \\ -k_c \varphi_4^n (\varphi_1^n + \varphi_2^n) \end{pmatrix}$.

Затем решаются первое, второе и пятое уравнения (21) для $(n+1)$ -ого шага по времени при найденных φ_3^{n+1} , φ_4^{n+1} .

Для проверки исследуемого метода проведено сравнение результатов численного моделирования с помощью построенной схемы при большом шаге по времени и с помощью метода высокого порядка, указанного выше, при параметрах системы для двух исследуемых высот. Установлено фактическое совпадение решения в третьем знаке через несколько шагов по времени.

3. СОВМЕСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И D-СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ

Перейдем к описанию совместного моделирования общей циркуляции тропосферы-стратосферы-мезосферы и D слоя ионосферы. Как отмечено выше, динамику электрически заряженных компонент для высот D слоя можно рассматривать в качестве переноса и диффузии пассивной примеси (5) в общей циркуляции атмосферы, определяемой системой (2). Для каждой компоненты рассматриваемой модели D слоя ионосферы имеем следующие уравнения переноса вида (4), записанные в сферических координатах для всей атмосферы:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \varphi_i \right) + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\varphi_i u \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\varphi_i v \cos \psi \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\varphi_i \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = \frac{\partial p}{\partial \eta} [R + F_\varphi], \quad i = 1, 5. \quad (25)$$

В уравнении (25) все скорости определяются нейтральной динамикой, член мелкомасштабной диффузии $F_\varphi = \nabla \cdot (d \nabla \varphi_i)$ для каждой компоненты определяется турбулентной диффузией в верхних слоях атмосферы (коэффициент рассчитывается с помощью параметризации обрушения гравитационных волн), член R определяется правой частью системы (9).

Если усреднить эту системы по области определения с нулевыми потоками на границах, получим:

$$\frac{\partial \overline{\varphi_i}}{\partial t} = \overline{R}, \quad i = 1, 5 \quad (26)$$

Таким образом, можно получить оценки ограниченности решения для средних по пространству величин концентраций составляющих. Из первого уравнения (9) имеем соотношение:

$$\overline{\varphi_1} \leq \frac{\overline{P}}{B}.$$

Второе соотношение будет иметь вид:

$$\frac{\partial \overline{\varphi_2}}{\partial t} \leq \overline{P} - k_c \overline{(\varphi_2)^2}.$$

Так как для $\varphi_i \geq 0$ справедлива оценка $\overline{(\varphi_2)^2} \leq (\overline{\varphi_2})^2$, для второй компоненты нетрудно получить:

$$\overline{\varphi_2} \leq \sqrt{\frac{\overline{P}}{k_c}}.$$

Дальнейшие рассуждения аналогичны оценкам ограниченности для локальной постановки, приведенным выше (19). Таким образом, для постановки (25) гарантировано существование бесконечномерного поглощающего множества.

Вернемся к рассмотрению свойств системы (25). С физической точки зрения для данной постановки должно выполняться условие локальной квазинейтральности плазмы (16), так что для каждой компоненты можно записать (L - линейный оператор):

$$\varphi_i(t, \lambda, \psi, \eta) = L \varphi_i(0, \lambda, \psi, \eta), \quad i = 1, 5. \quad (27)$$

Следовательно условие (16) должно выполняться всегда (так как L один и тот же оператор).

С точки зрения численной реализации решения (25) это же утверждение верно для любой линейной разностной схемы. Если используются монотонные схемы высокого порядка точности

(которые обязаны быть нелинейными), условие квазинейтральности выполняться не будет и нужна коррекция в том или ином виде.

В данной работе для решения уравнения переноса (25) компонент D слоя ионосферы использовалась немонотонная схема решения уравнения переноса пассивной примеси в дивергентной форме второго порядка точности, в которой проводится нелинейная коррекция поля (полностью аналогично уравнению переноса влаги). Как отмечено выше, для численного интегрирования по времени используется метод расщепления по физическим процессам, при котором на каждом шаге по времени отдельно рассчитываются тенденции для каждой составляющей в локальной фотохимической постановке (9) с помощью построенной полуявной схемы (21) в каждой точке пространственной сетки модели.

Для более точной оценки роли динамики в формировании D слоя ионосферы заряженные компоненты не делились по оценкам времени жизни, и уравнение (25) решалось для NO^+ , C^+ , C^- и электронов. При этом для выполнения условия локального сохранения заряда O_2^- рассчитывалось непосредственно из (16).

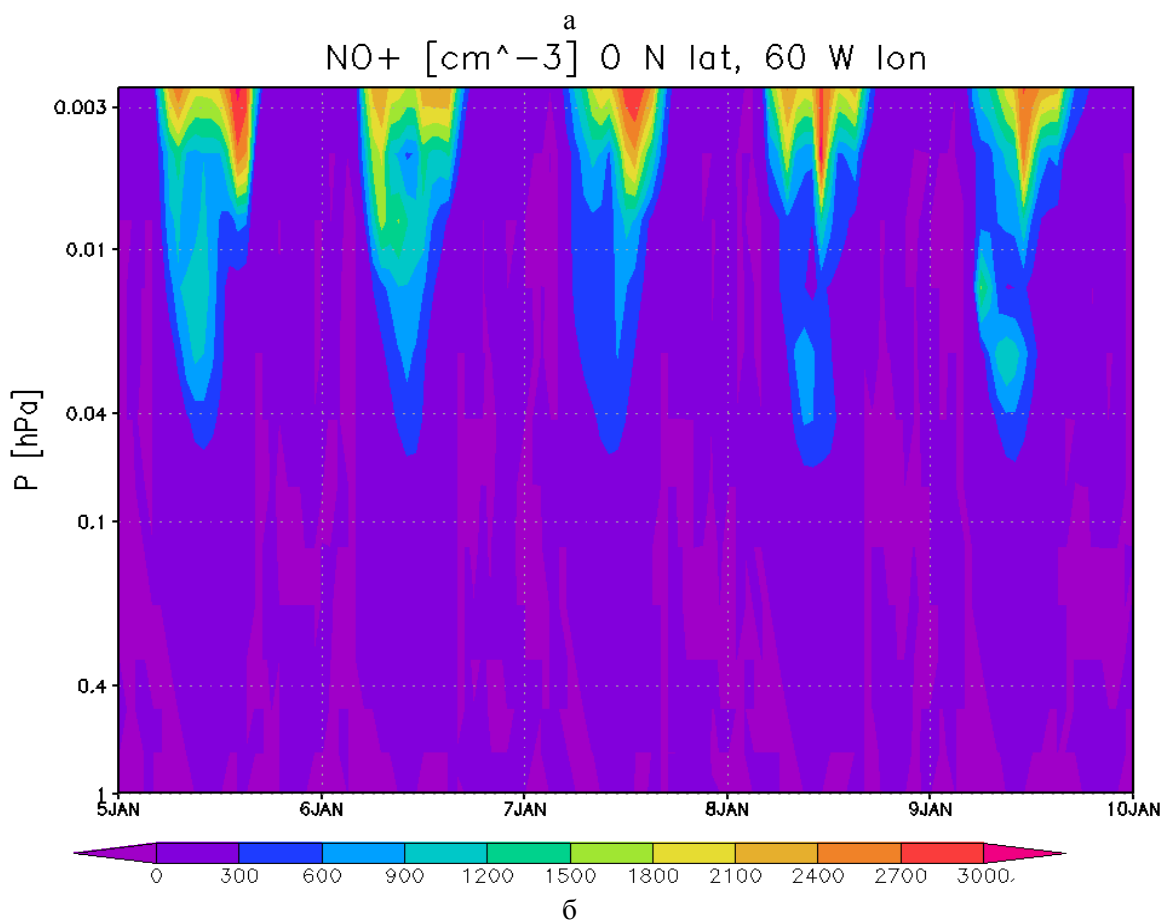
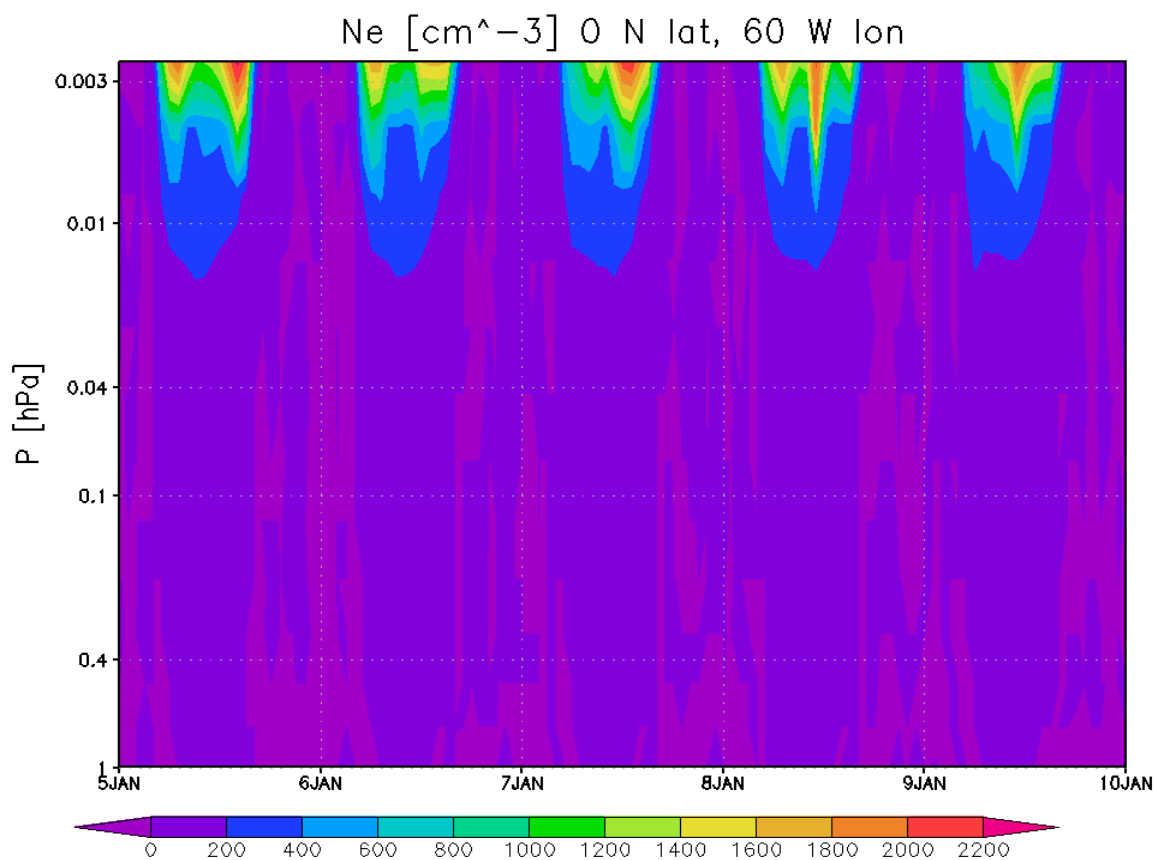
Все параметры фотохимической модели D слоя рассчитывались в соответствии с описанием в главе 2. Численные эксперименты в данной работе проводились для условий января. В качестве примера на рис. 10 представлены результаты расчета временного хода источника ионизации и всех заряженных компонент по данным совместной модели ОЦА и D слоя ионосферы для одной точки Земной поверхности за 5 дней. Хорошо выделяется область ионизации (высоты мезосферы, ниже которых коротковолновое излучение не проходит), ярко выражен суточный ход и изменчивость дневных значений всех характеристик D слоя. Видна доминирующая роль кластерных ионов C^+ , C^- в нижней области D слоя, и определяющая роль первичных ионов NO^+ в верхнем. В целом представленные результаты согласуются как с предыдущими результатами для локальной модели, так и с данными наблюдений невозмущенного состояния ионосферы [56].

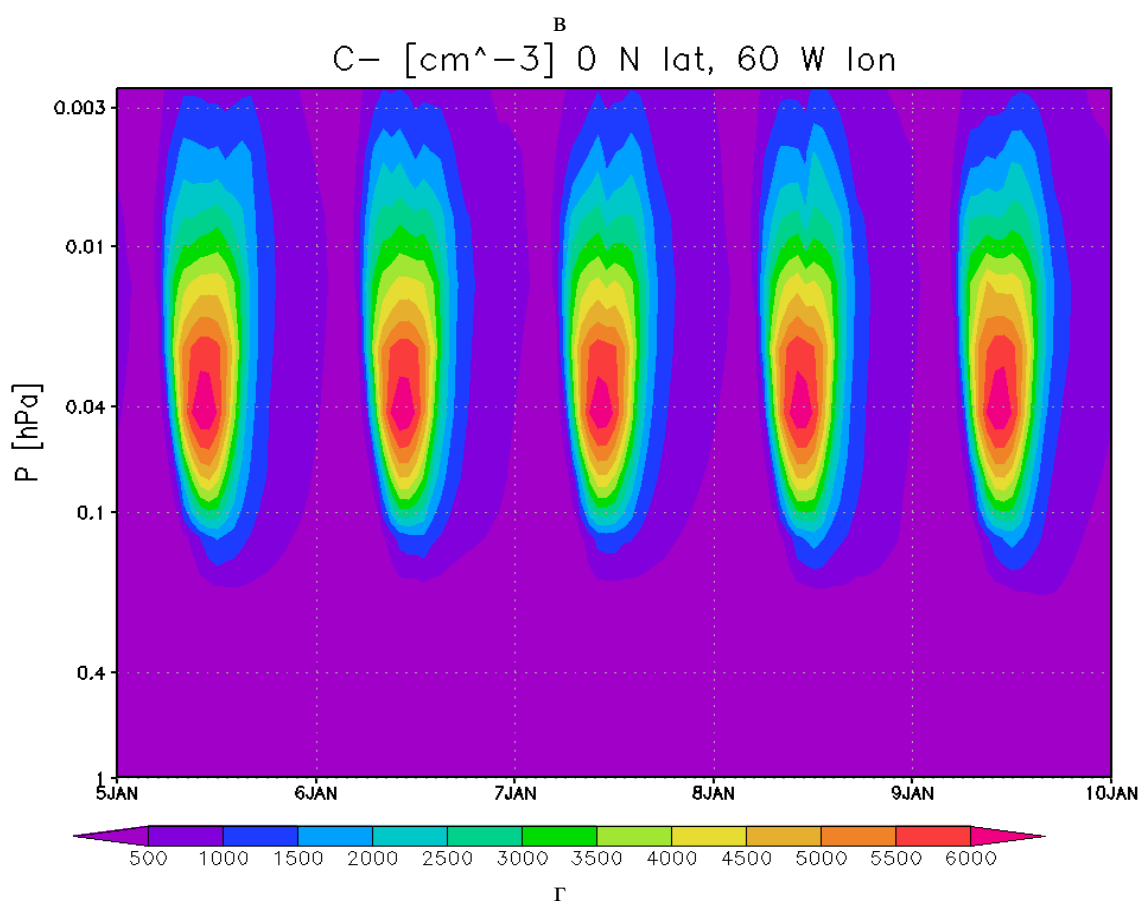
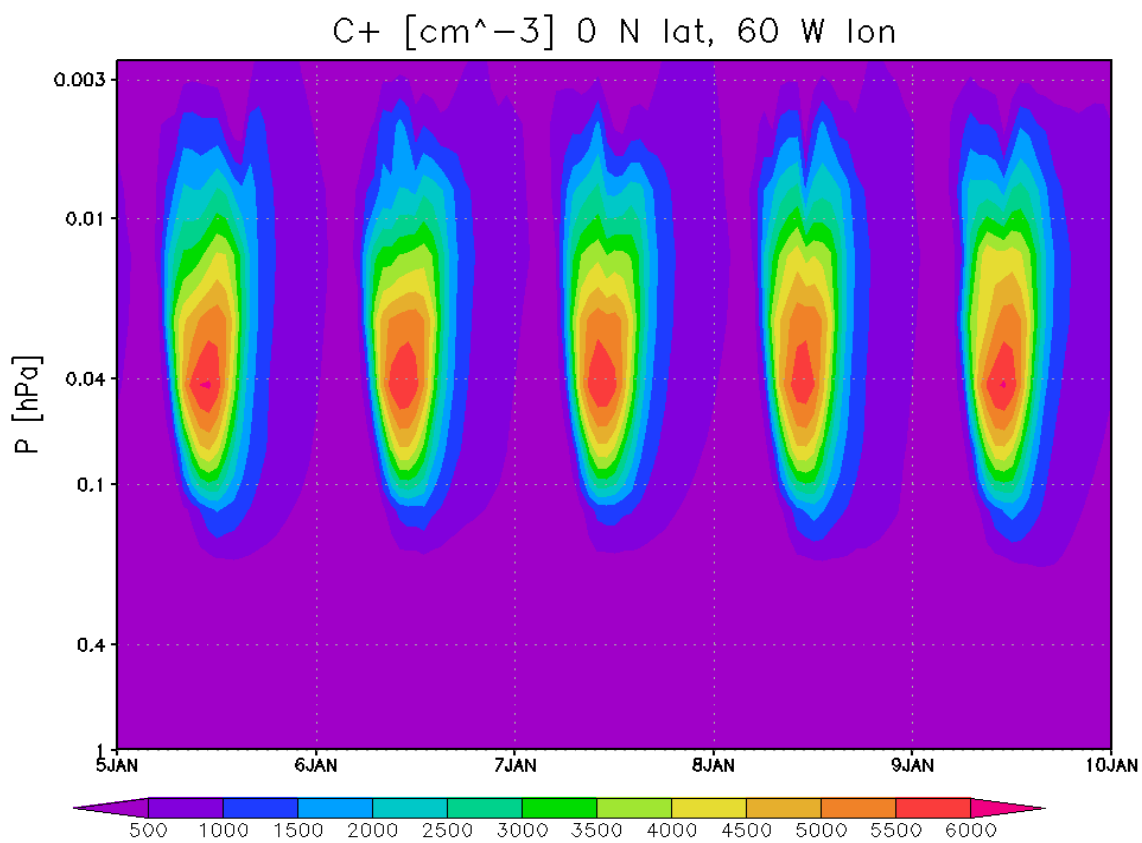
Для демонстрации влияния ключевых характеристик циркуляции нейтральной атмосферы на формирование D слоя по результатам того же численного эксперимента на рис. 11 показаны осредненные для января широтно-долготные распределения отклонений температуры от среднего за месяц в 0 и 12 часов по международному времени для высотного уровня 0,01 гПа (демонстрирующие приливы (см. рис. 5), и согласованные распределения электронной концентрации. Хорошо видна сильная положительная корреляция между этими величинами с существенными вариациями дневных значений электронной концентрации при относительно небольших вариациях температуры.

Остановимся теперь на задаче количественной оценки роли различных характеристик общей циркуляции атмосферы в формировании среднего состояния и изменчивости D слоя. С этой целью были проведены численные эксперименты по моделированию среднего дневного состояния ионосферы в январе (режим постоянного полудня при расчете скорости ионизации - во всей области в (12) $\cos \chi = 1$) при различных условиях:

- для оценки роли температуры проведен численный эксперимент, при котором параметры модели D слоя рассчитывались через T , p согласованно с моделью ОЦА, задавались значения влаги $[H_2O] = 0.8 \cdot 10^{-5} \cdot n$ и не учитывалась динамика ионосферы;
- для оценки роли влаги проведен аналогичный численный эксперимент, но значения влаги для которого рассчитывались из модельной удельной влажности (3) $[H_2O] = \frac{q}{0.622} \cdot n$, динамика ионосферы не учитывалась;
- проведен аналогичный предыдущему численный эксперимент, но с расчетом динамики ионосферных составляющих (25).

На рис. 12 представлены зонально осредненные среднемесячные профили электронной концентрации и ее среднеквадратичного отклонения по данным первого численного эксперимента. В целом видно, что поле дневных значений электронной концентрации и особенно ее изменчивость хорошо скоррелированы с полем температуры (см. рис. 1, рис. 2 а). Вариации состояния D слоя фактически полностью определяются температурной изменчивостью, при этом средние дневные отклонения электронной концентрации составляют порядка 40 %.





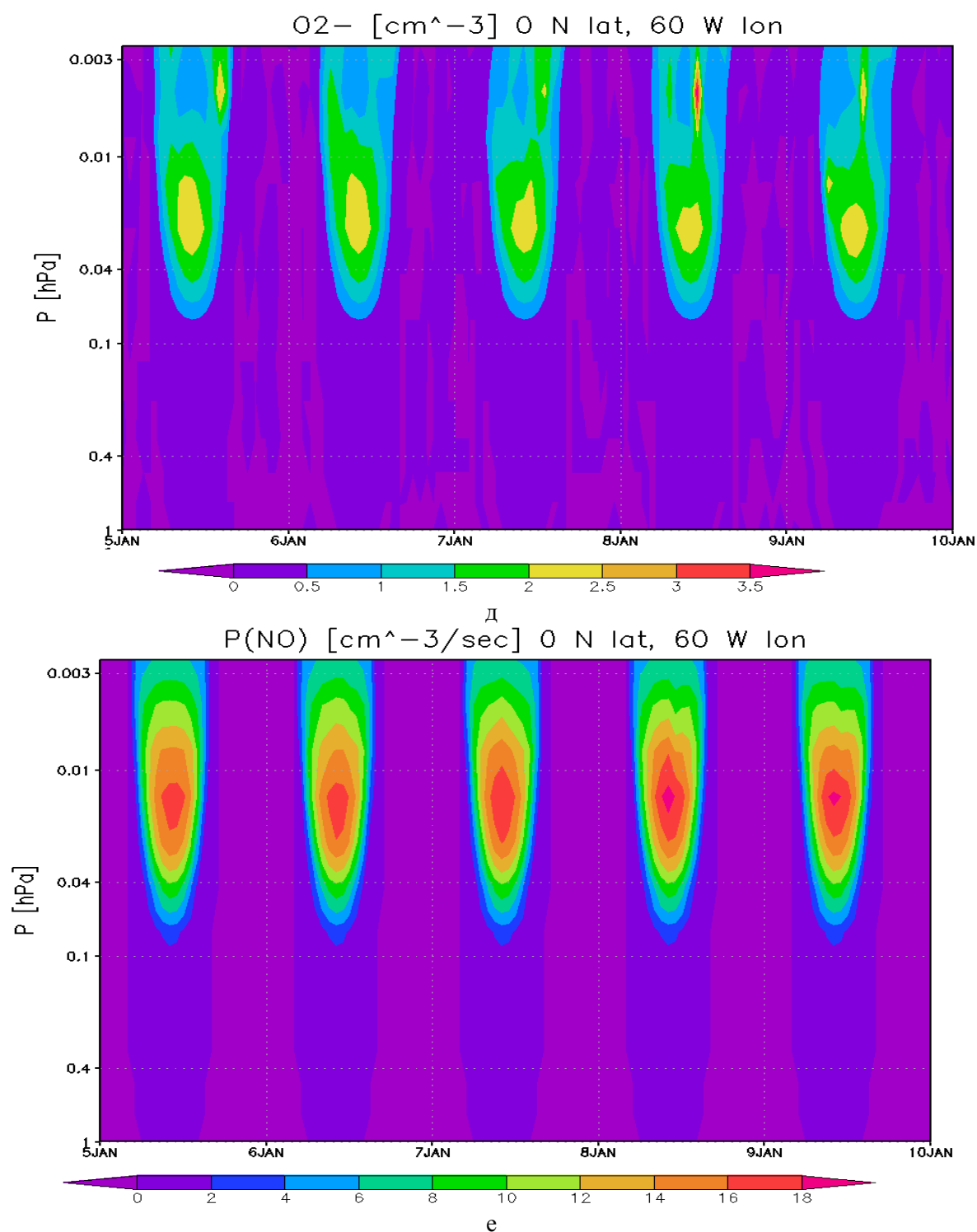


Рис. 10. Временной ход вертикальных профилей концентраций электронов n_e (а), NO^+ (б), C^+ (в), C^- (г), O_2^- (д), P (е) в точке с координатами 0 с.ш., 60 з.д., за 5 дней по данным совместной модели общей циркуляции атмосферы и D слоя ионосферы. Все величины концентраций представлены в cm^{-3} , величина скорости ионизации $\text{cm}^{-3}/\text{с}$.

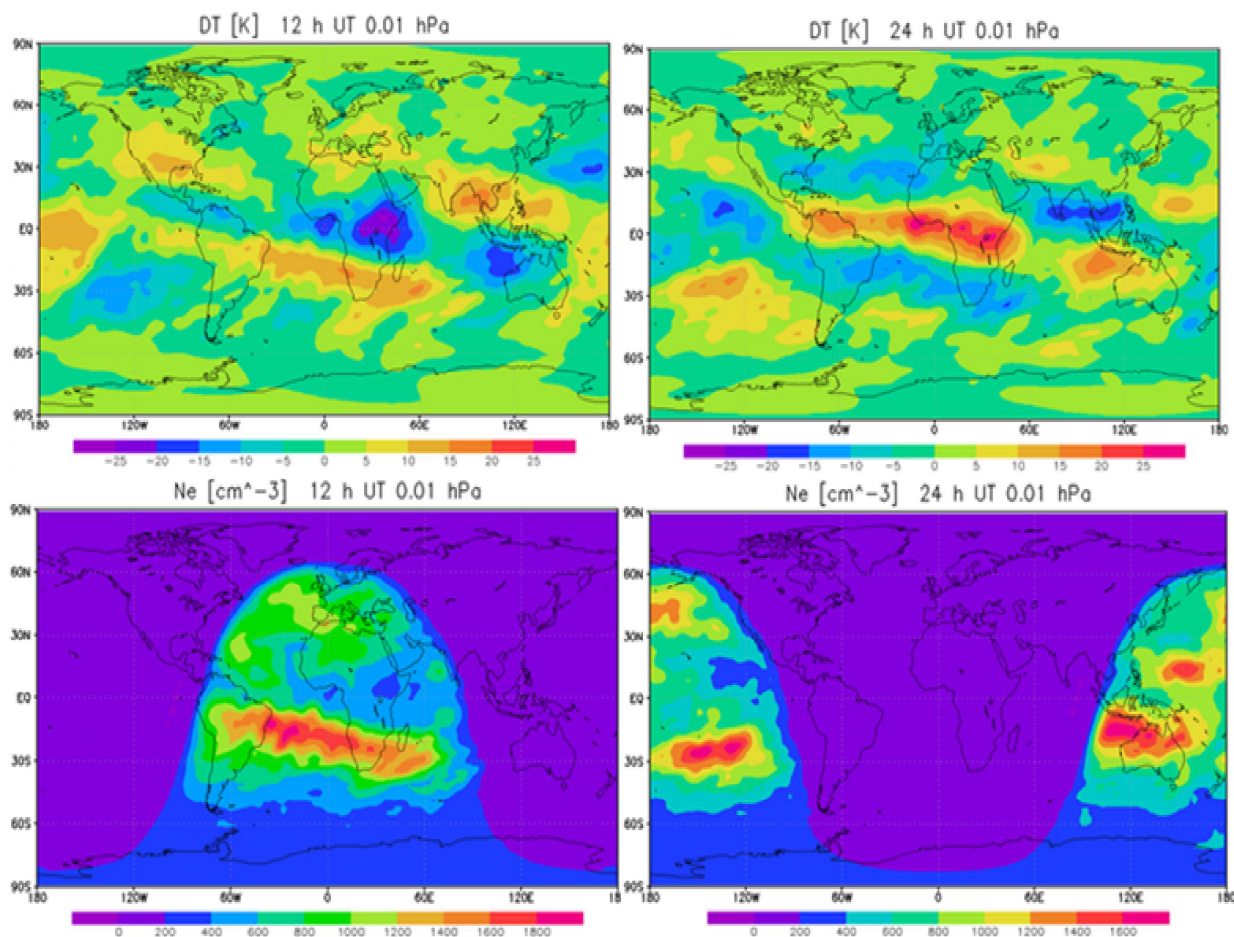


Рис. 11. Средние распределения отклонений полей температуры T (K) (вверху) и концентраций электронов n_e (см⁻³) (внизу) в 12-00 UT (слева) и 24-00 (справа) за январь для высотного уровня 0.01 гПа по данным совместной модели общей циркуляции атмосферы и D слоя ионосферы.

На рис. 13 приведены зонально осредненные среднемесячные профили разности электронных концентраций и среднеквадратичных отклонений по данным второго (с рассчитываемой влагой) и первого численных экспериментов. На рис. 14 приведены зонально осредненные среднемесячные профили рассчитываемой удельной влажности и ее среднеквадратичного отклонения. Из результатов эксперимента наглядно видно, что средняя рассчитываемая влага на верхних уровнях в модели ОЦА практически одинакова для разных широт, ее средняя изменчивость локализована в южном полушарии и составляет максимум около 25%. Влияние рассчитываемой влаги на формирование электронной концентрации в среднем около 10 %, при этом сильная локальная изменчивость влажности вносит существенный вклад в локальную изменчивость D слоя.

На рис. 15 приведены зонально осредненные среднемесячные профили разности электронных концентраций и среднеквадратичных отклонений по данным третьего (с рассчитываемой влагой и динамикой) и второго (с рассчитываемой влагой) численных экспериментов. Из представленных результатов видно, что динамика вносит относительно малый вклад в вариации электронной концентрации (в среднем около 5-10 %), при этом видно, что наибольшую роль в верхних слоях играет вертикальная диффузия, сглаживающая резкие градиенты в профилях.

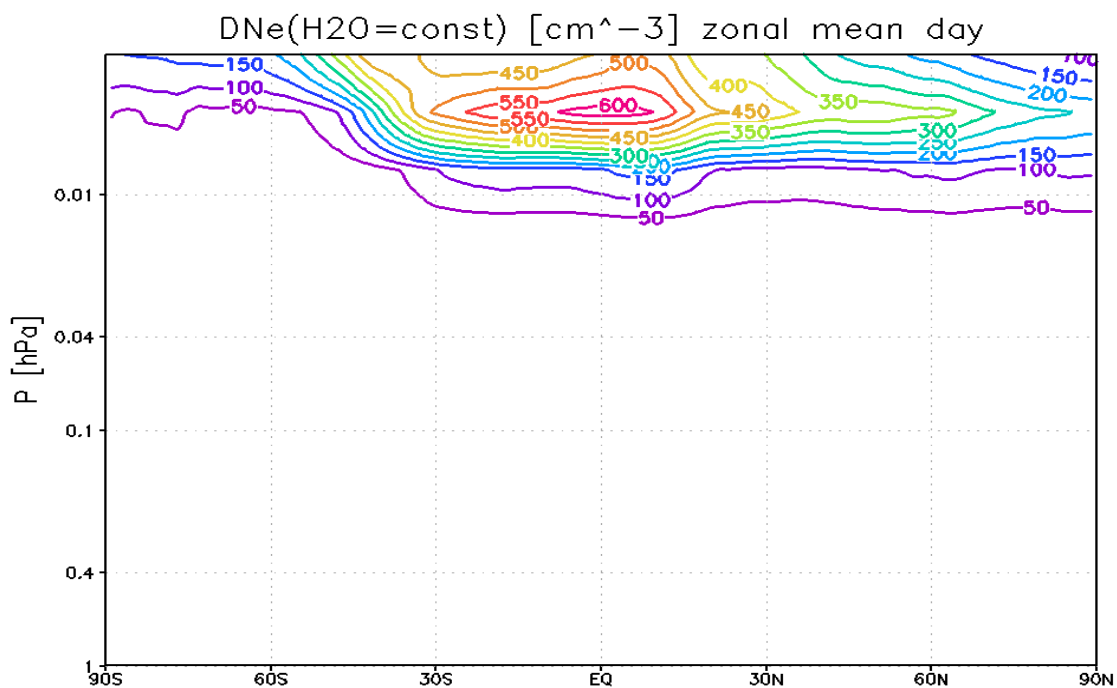
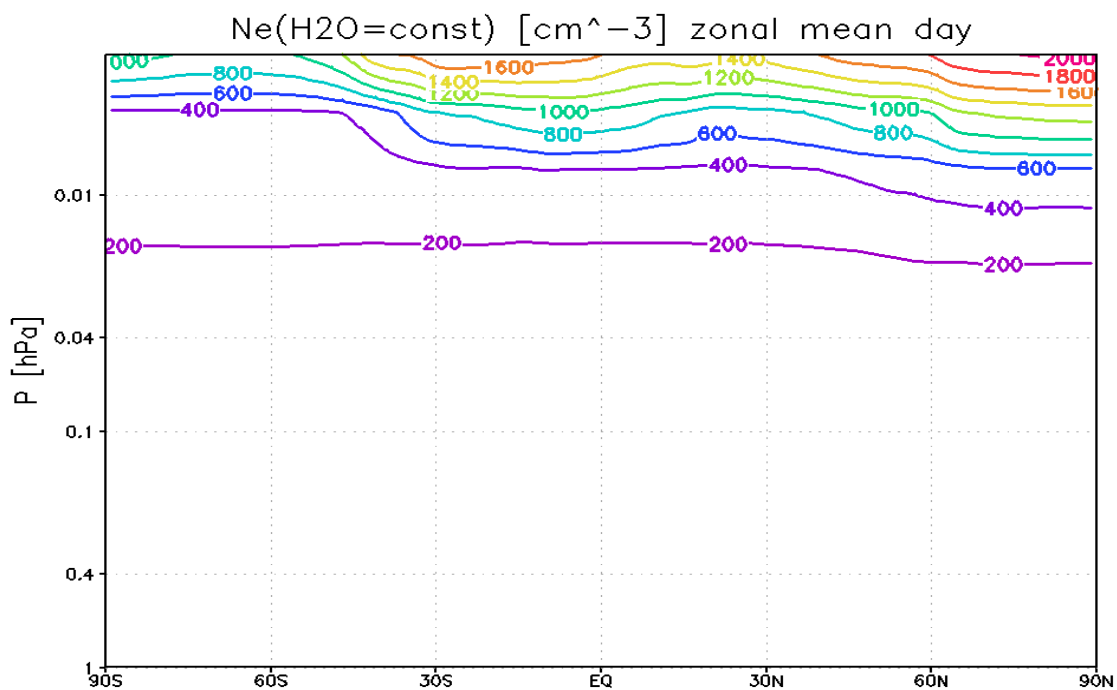


Рис. 12. Зонально осредненный среднемесячный профиль концентраций электронов n_e (см⁻³) (а) и его среднеквадратичного отклонения (б) по данным численного эксперимента с совместной моделью ОЦА и D слоя ионосферы в режиме постоянного полудня, с заданной влажностью и без учета динамики. Изолинии проведены через 200 и 50 см⁻³ соответственно.

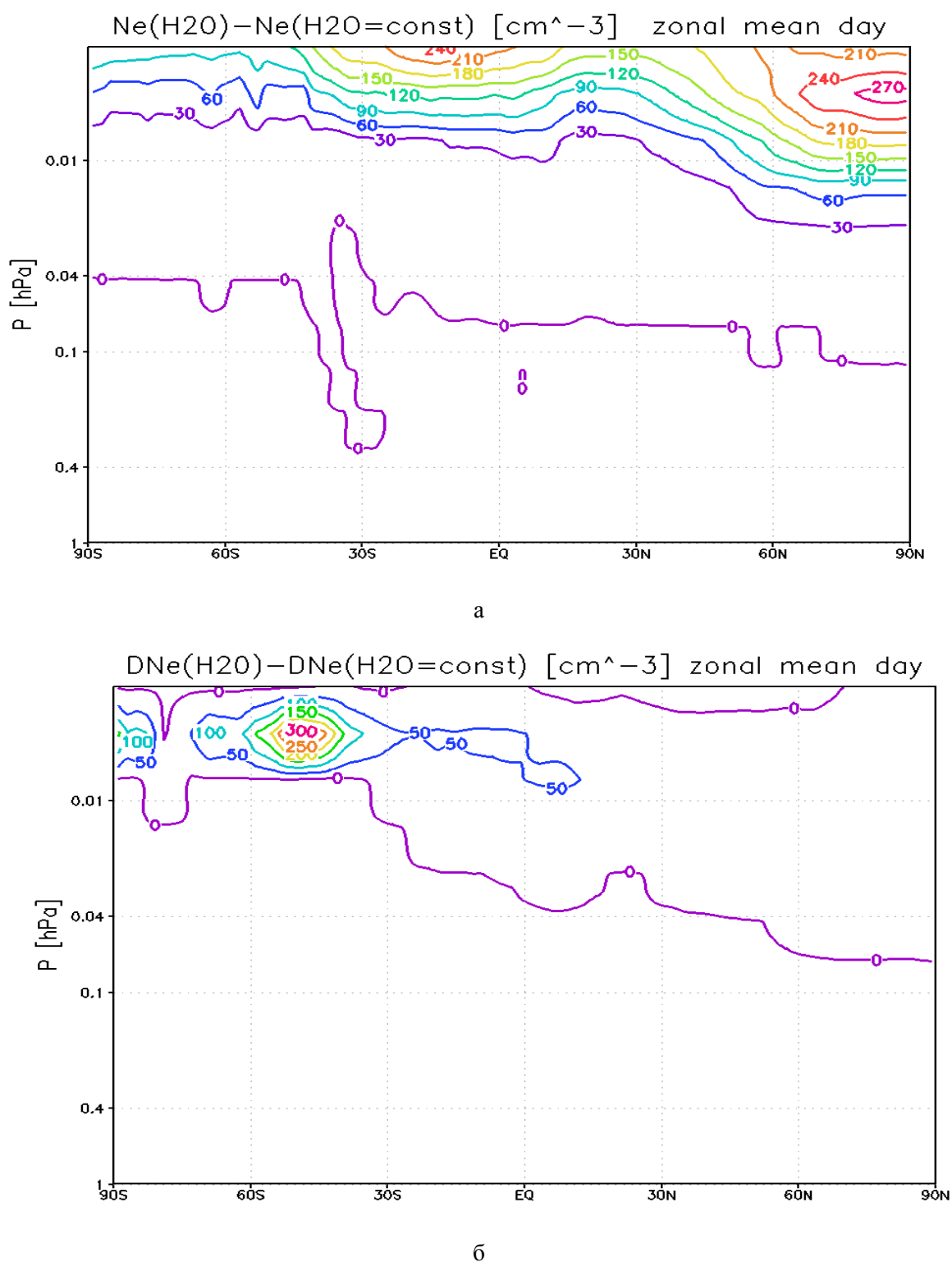


Рис. 13. Разность зонально осредненных среднемесячных профилей концентраций электронов n_e (см⁻³) (а) и среднеквадратичных отклонений (б) по данным численных экспериментов с рассчитываемой и заданной влагой, в режиме постоянного полудня, без учета динамики. Изолинии проведены через 30 и 50 см⁻³ соответственно.

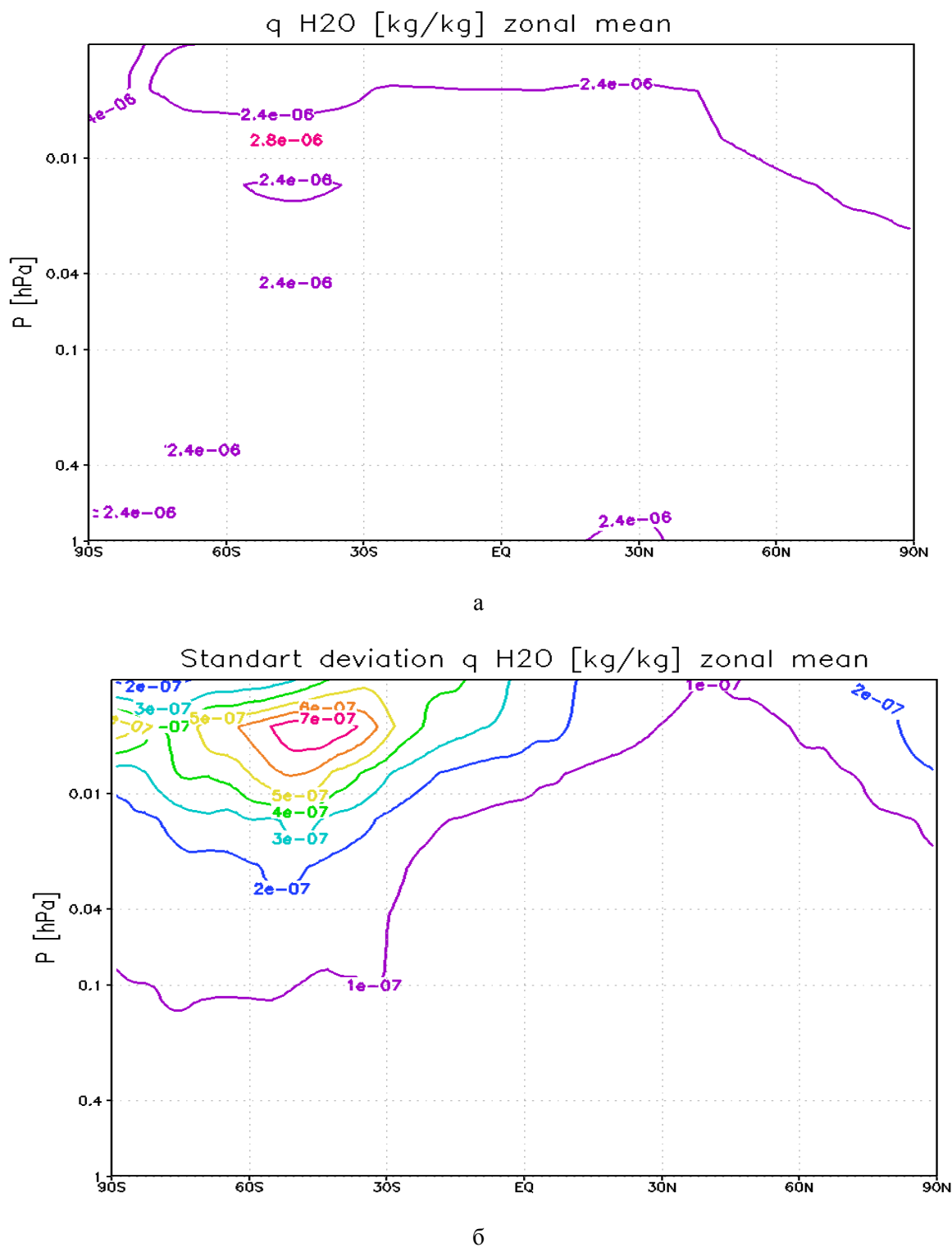


Рис. 14. Зонально осредненный среднемесячный профиль рассчитываемой удельной влаги q (кг/кг) (а) и ее среднеквадратичного отклонения (б) по данным численного эксперимента по данным численного эксперимента с моделью ОЦА.

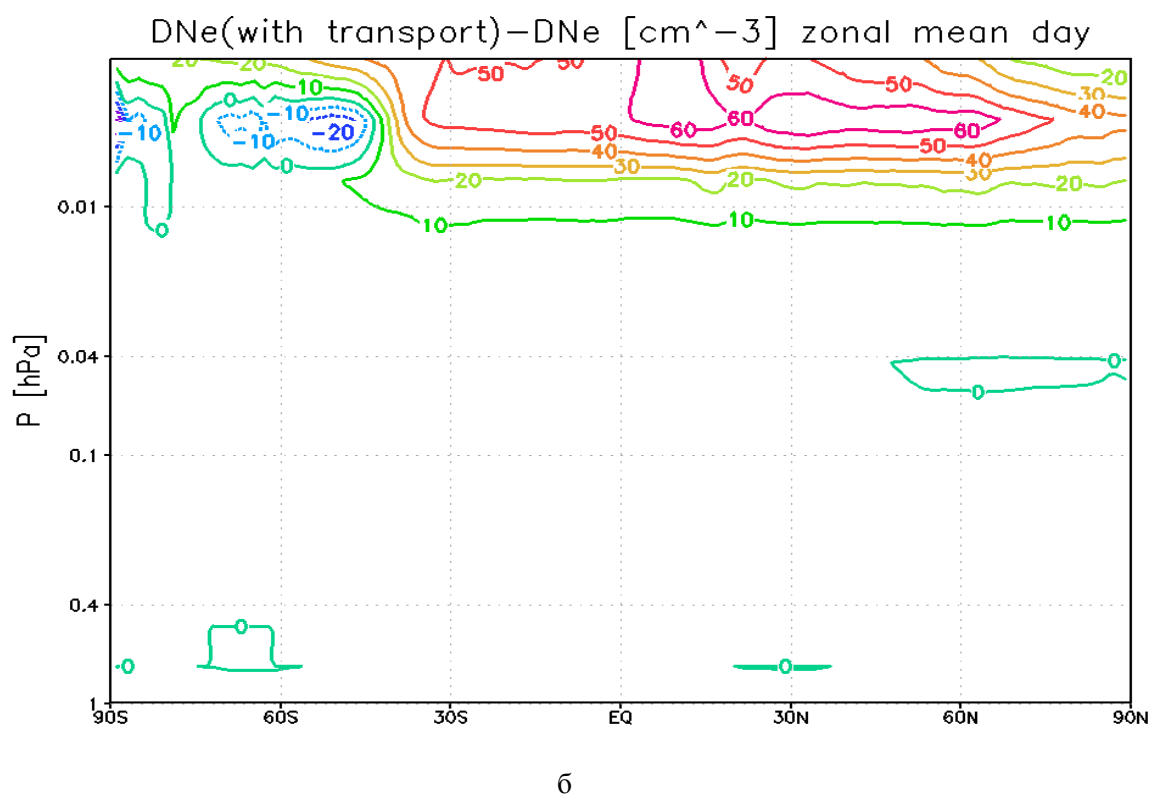
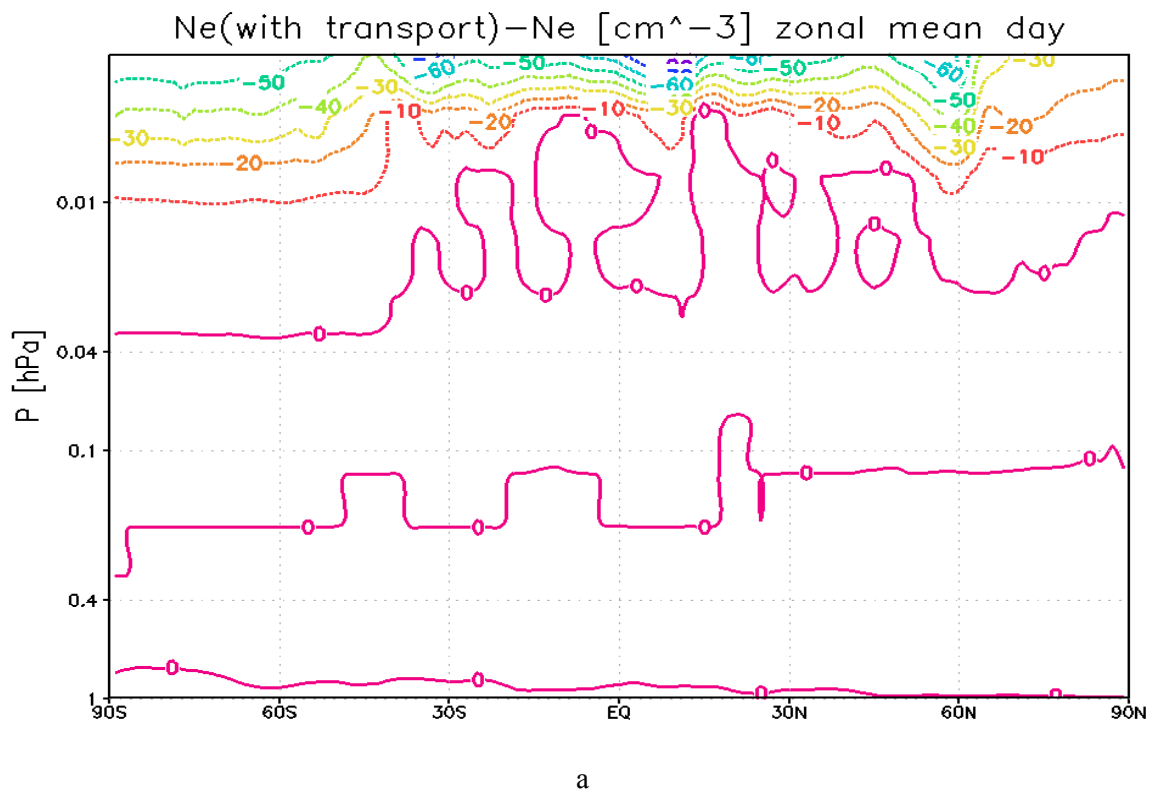


Рис. 15. Разность зонально осредненных среднемесячных профилей концентраций электронов n_e (см⁻³) (а) и среднеквадратичных отклонений (б) по данным численных экспериментов с рассчитываемой и заданной влагой, в режиме постоянного полудня, без учета динамики. Изолинии проведены через 10 см⁻³.

Таким образом, можно сделать вывод, что ключевую роль в отклике дневного D слоя ионосферы на циркуляцию играет температура, относительная роль изменчивости влаги высока, но только в некоторых областях (поскольку вариации влаги малы сами по себе). Роль процессов переноса и диффузии не значительна для данной 5-компонентной постановки модели. Этот вывод подтверждает корреляционный анализ для представленных выше численных экспериментов, частичные результаты которого приведены на рис. 16 и рис. 17. По данным глобальных пространственных корреляций видно определяющее значение температуры в формировании дневного состояния D слоя. При этом для высот нижней мезосферы характерна обратная корреляция (объясняемая обратной пропорциональностью температуры и скорости ионизации и прямой пропорциональностью ионизации и электронной концентрации, см. полученные выше оценки, а также рис. 7). Для верхних уровней мезосферы на первый план выходят реакции, скорости которых сильно зависят от температуры (таблица 1).

Вместе с тем, остается открытым вопрос значимости процессов переноса для более сложных фотохимических постановок модели D слоя, учитывающих ночную ионизацию и другие процессы.

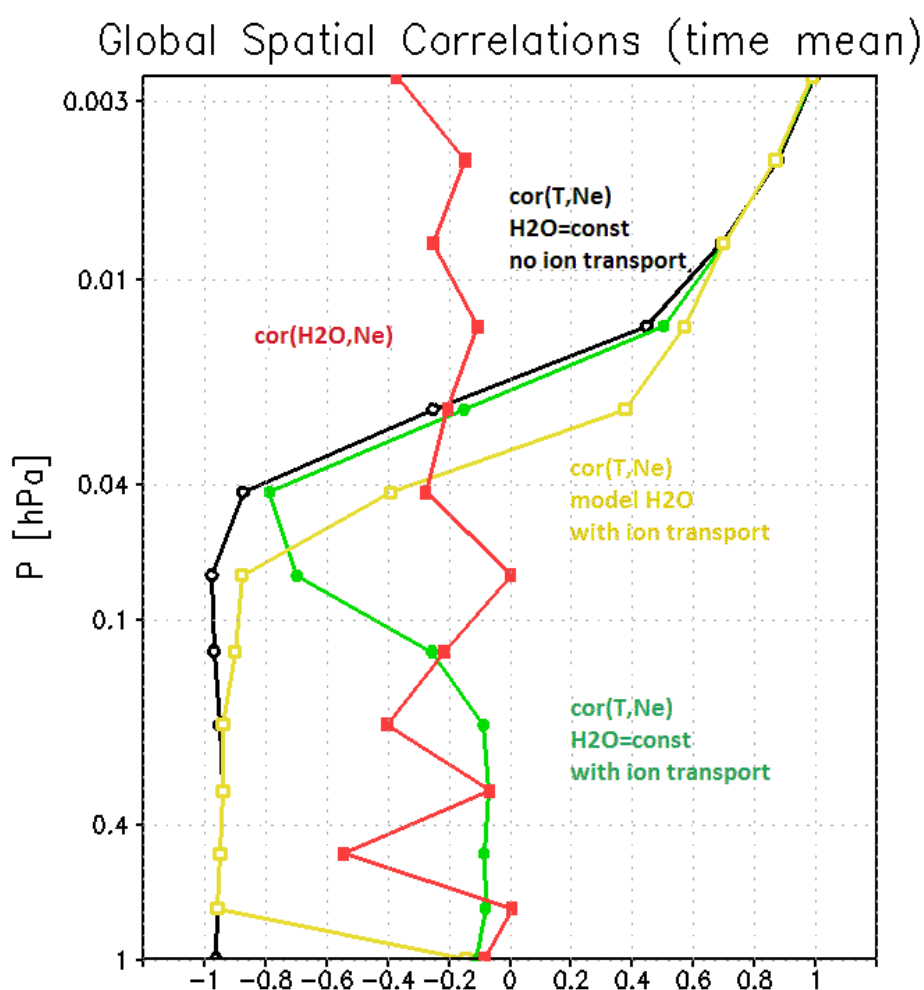
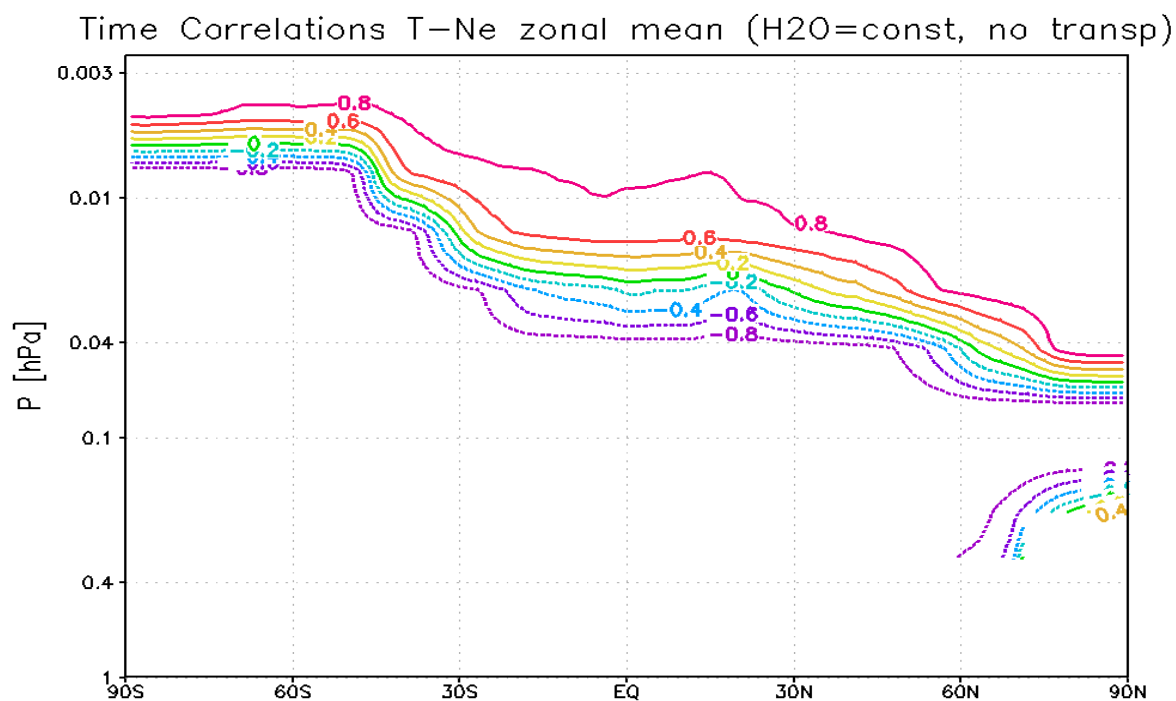
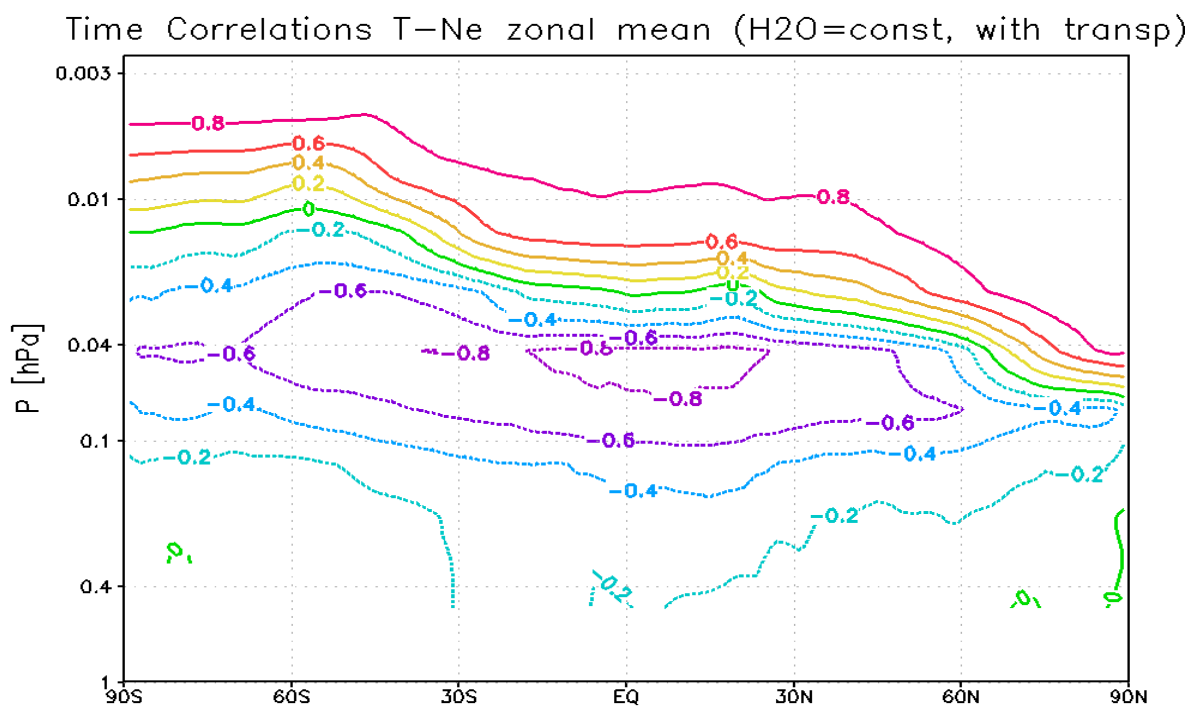


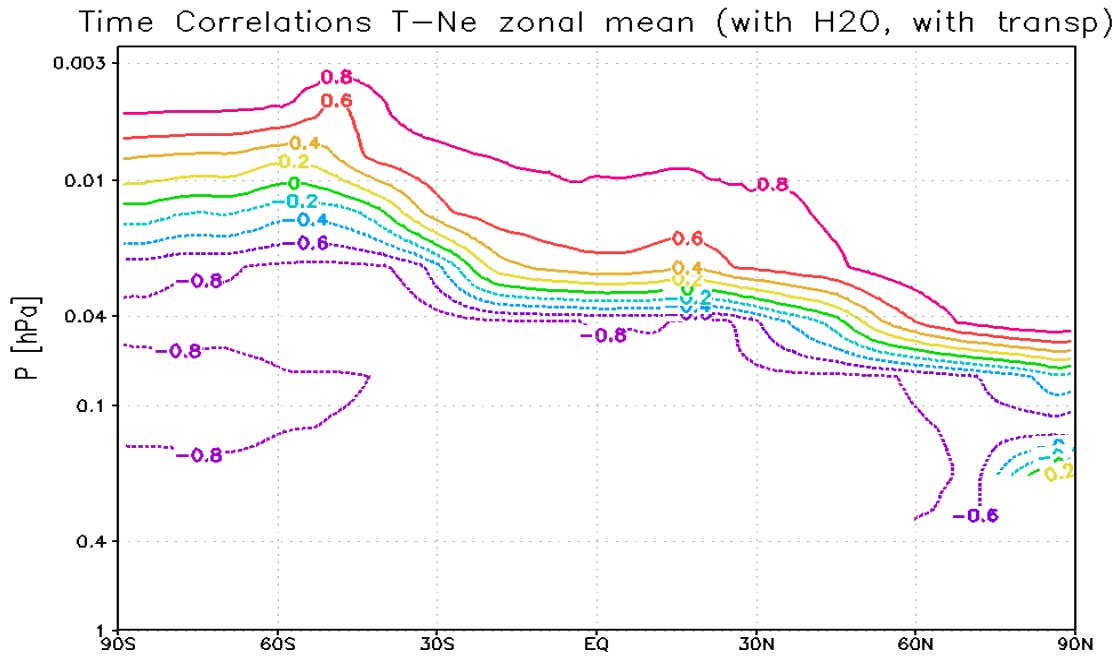
Рис. 16. Глобальные пространственные корреляции полей концентраций электронов n_e с полями температуры T и удельной влаги q по данным численных экспериментов с рассчитываемой и заданной влажностью, без учета динамики, и с учетом динамики в режиме постоянного полудня, осредненные по времени за месяц расчета.



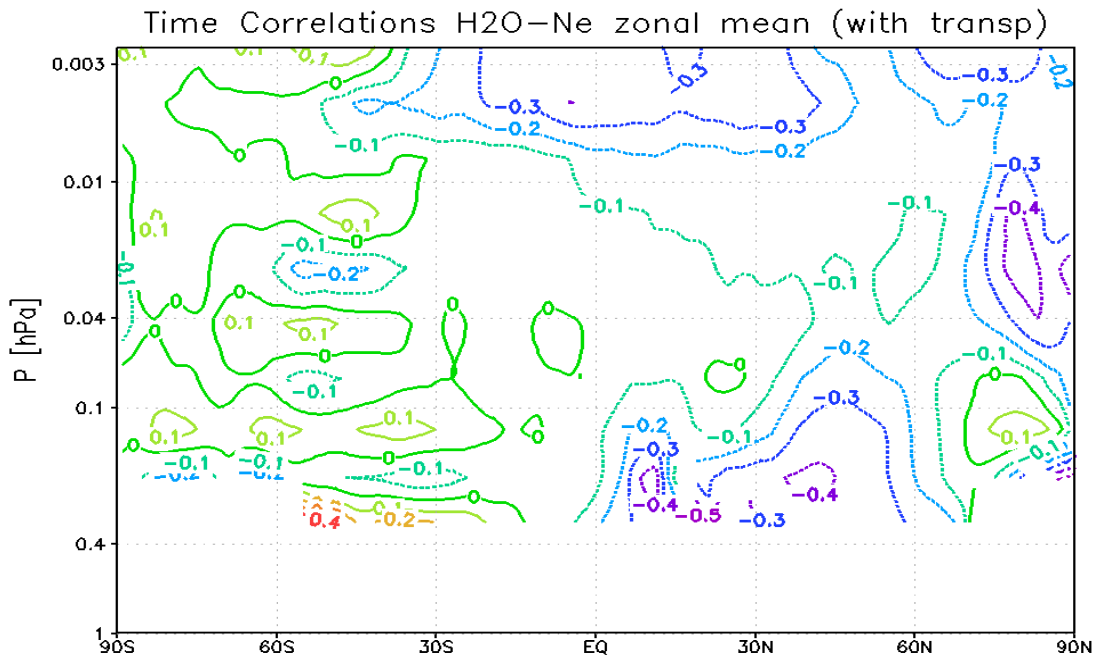
а



б



В



Г

Рис. 17. Зонально осредненные временные корреляции полей концентраций электронов n_e с полями температуры T по данным численных экспериментов с заданной влажой, без учета динамики (а), с учетом динамики (б) и по данным эксперимента с рассчитываемой влажой и с учетом динамики (в), а также корреляции полей n_e и удельной влаги q (г) для последнего расчета. Все эксперименты проводились в режиме постоянного полудня, корреляции рассчитывались за месяц расчета.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение кратко сформулируем основные результаты работы.

- Разработана новая совместная модель тропосферы-стратосферы-мезосферы и D-слоя ионосферы (для высот 0-90 км) в гибридной системе координат. Кратко описано вычислительное ядро модели и блоки параметризаций процессов подсеточных масштабов.
- Для модели нейтральной составляющей атмосферы на основе сравнения с данными наблюдений показано достаточно хорошее воспроизведение основных физических процессов, определяющих общую циркуляцию средней атмосферы.
- Представлено подробное описание локальной фотохимической модели D-слоя ионосферы в простой 5-компонентной постановке. Исследованы свойства дифференциальной постановки, доказано существование глобального аттрактора на положительном фазовом полупространстве. Экспериментально показаны сходимости решения к стационарной точке, определяющейся суммарным зарядом, а также непрерывная зависимость решения от параметров системы при их разумных значениях. Построена эффективная полунуневная численная схема решения системы, обладающая законом сохранения заряда.
- Проведен подробный анализ воспроизведения среднего состояния D слоя ионосферы в совместной модели общей циркуляции атмосферы для условий января, получены количественные оценки относительной роли характеристик нейтральной атмосферы в формировании глобального распределения электронной концентрации.
- Показано, что среднее состояние и изменчивость D слоя ионосферы для данной модели по существу определяется полем температуры, вариации рассчитываемого поля влаги малы и играют существенную роль в отдельных областях. Процессы переноса и диффузии не играют существенной роли в формировании состояния D слоя ионосферы (как в дневное, так и в ночное время).

Благодарности

Авторы выражают благодарность А.Н. Ляхову за предоставленные материалы по фотохимической модели D слоя ионосферы и помощь в работе.

TROPOSPHERE-STRATOSPHERE-MESOSPHERE GENERAL CIRCULATION MODELLING WITH INCLUSION OF THE IONOSPHERE D LAYER

D.V. Kulyamin, V.P. Dymnikov

The paper presents a coupled troposphere-stratosphere-mesosphere and ionosphere D layer model (for altitudes 0-90 km). It is based on three-dimensional atmospheric general circulation model with a hybrid vertical coordinate. Five component model is taken as photochemical presentation of the D layer. The properties of the differential formulation are studied, an efficient semi-implicit numerical scheme is developed. On the basis of presented coupled model the role of the thermodynamic characteristics of the neutral atmosphere in the formation of D-layer is investigated.

KEYWORDS: MATHEMATICAL MODELING, GENERAL ATMOSPHERIC CIRCULATION, MIDDLE ATMOSPHERE, IONOSPHERE D LAYER

ЛИТЕРАТУРА

1. Volodin E.M., Galin V.Ya., Gusev A.V., Diansky N.A., Smyshlyaev S.P., Yakovlev N.G. Earth system model of INM RAS // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2010, V25, N5, p.531-545
2. Kulyamin D.V., Dymnikov V.P. A three-dimensional model of general thermospheric circulation. // RJNAMM, 2013. V.28. N.4. P. 353-380.
3. Kulyamin D.V., Dymnikov V.P. Atmospheric general circulation model with hybrid vertical coordinate // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2014.

4. Brasseur G. and S. Solomon. *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. 3rd rev. and enlarged ed. // Springer, Dordrecht, Netherlands. 2005, 646 p.
5. Holton, J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology* // Academic Press, New York, 1972. 319 p.
6. Holton, J. R., *Wave propagation and transport in the middle atmosphere* // Phil Trans. Roy. Soc. Lond., 1980, A296, P. 73-85.
7. Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, *Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere* // J. Geophys. Res. 1999, V.104 (D24), P. 30937–30946
8. Holton, J. R., *The dynamics of sudden stratospheric warmings*, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 169–190, 1980.
9. Baldwin M.P. et al *The Quasi-Biennial Oscillation* // *Rev. Geophysics.*, 2001, V. 39, P. 179–229.
10. Кулямин Д.В., Володин Е.М., Дымников В.П. Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. Часть I. Малопараметрические модели. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44. № 1. С. 5-20.
11. Кулямин Д.В., Володин Е.М., Дымников В.П. Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. Часть II. Модели общей циркуляции атмосферы. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 1. С. 43-61.
12. Chapman, S., and R. S. Lindzen, *Atmospheric Tides* // D. Reidel, New York. 1970. 200 p.
13. Schunk, R.W., Nagy A. *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry* // Cambridge University Press, 2009, 586 P.
14. Hargreaves J. K., *The solar-terrestrial environment* // Cambridge University Press. 1995. 420 P.
15. Inan, U. S., M. Gołkowski, D. L. Carpenter, N. Reddell, R. C. Moore, T. F. Bell, E. Paschal, P. Kossey, E. Kennedy, and S. Z. Meth. *Multi-hop whistler-mode ELF/VLF signals and triggered emissions excited by the HAARP HF heater* // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V.31. L24805
16. Folkestad, K., T. Hagfors and S. Westerlund, *EISCAT: An updated description of technical characteristics and operational capabilities* // *Radio Sci.* 1983. V.18. P. 867-879
17. Narcisi, R. S., and A. D. Bailey, *Mass spectrometer measurements of positive ions at altitudes from 64 to 112 kilometers* // *J. Geophys. Res.* 1965 V. 70. P. 3687.
18. Козлов С.И., Смирнова Н.В., Власков В.А. Ионная кинетика, малые нейтральные и возбужденные составляющие в области D с повышенным уровнем ионизации. Часть I // *Космические исследования*. 1982. Т.20. №6. С.881-891
19. Кринберг И.А., Выборов В.И., Кошелев В.В., Конев В.В., Сутырин Н.А. *Адаптивная модель ионосферы*. 1986. М.: Наука, 132 с.
20. Turunen E., Matveinen H., Tolvanen J. and H. Ranta *D-region ion chemistry model* // *STEP Handbook of ionospheric models*. Utah State University. 1996. P.1-25
21. Mitra, A. P., and J. N. Rowe, *Ionospheric effects of solar flares – VI. Changes in D region ion chemistry during solar flares* // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1972. V. 34. p. 79
22. J. Taubenheim. *Meteorological control of the D region* // *Space Science Reviews* 1983. V.34, P. 397
23. Smirnova N. V., Lyakhov A. N., Kozlov S.I. *Lower stratosphere response to electric field pulse* // *Int. J. of Geomagnetism and Aeronomy*. 2003. Vol. 3, N. 3, PP. 281–287.
24. Смирнова Н.В., Симонов А.Г., Данилов А.Д.. *Влияние температуры и влажности на аэрономические параметры в верхней части области D*. // *Геомагнетизм и аэрономия*. 1983. т. 23. № 5. с.733
25. Егошин А. А., Ермак В. М., Зецер Ю. И., Козлов С. И. и др. *Влияние метеорологических и волновых процессов на нижнюю ионосферу в условиях минимума солнечной активности по экспериментальным данным о распространении СДВ–ДВ в средних широтах* // *Физика Земли*. 2012. №3. С. 101-112.
26. Shapley A. H., and W. J. G. Beynon *Winter anomaly in ionospheric absorption and stratospheric warnings* // *Nature*. 1965, V. 206, p.1242-1243
27. Mitra, A. P., *Chemistry of middle atmospheric ionization—a review* // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1983. V. 43, N. 8, p. 737-752
28. Burns, C. J., J. K. Hargreaves, E. Turunen, H. Matreinen, and H. Ranta, *Chemical modelling of the quiet summer D and E regions using EISCAT electron density profiles* // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1991. V.53. P. 115
29. Журавлева Л.А., Кудрявцев В.П. *Нестационарная фотохимическая модель малых составляющих средней атмосферы*. // В сб. *Динамические процессы в геосферах: Геофизика сильных возмущений*. М: ИДГ РАН, 1994. С. 191-204.
30. Roble, R. G., and E. C. Ridley, *A thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model (TIME-GCM): Equinox solar cycle minimum simulations (30–500 km)* // *Geophys. Res. Lett.*, 1994, V. 21, p. 417–420
31. Tomko A.A., Ferraro A.J., Lee H.S. and A.P. Mitra *A theoretical model of D-region ion chemistry modifications during high power radio wave heating* // *J. Atmos and Terr. Physics* 1980. Vol.42. P.275-285
32. Лыкосов В.Н., Глазунов А.В., Кулямин Д.В., Мортиков Е.В., Степаненко В.М. *Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы. Учеб. пособие.* – М.: Издательство Московского университета, 2012. 212 с.
33. Е. М. Володин, В. Н. Лыкосов В.Н. *Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность - почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений* // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 1998. Т. 34. № 4. С. 453-465.

34. 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.* 1986. V. 112. № 474. P. 1001-1031.
35. Галин В.Я. Параметризация радиационных процессов в атмосферной модели ИВМ // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 1998, Т. 34. № 3. С. 380-389.
36. Betts A. K. A new convective adjustment scheme. Part 1. Observational and theoretical basis // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 1986. V. 112. № 473. P. 677-691.
37. Hines C.O. Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 1, Basic formulation // *J. Atm. Terr. Phys.* 1997. V. 59. № 4. P. 371-386.
38. Wang W.-C., Liang X.-Z., Dudek M.P., Pollard D., Thompson S.L., Atmospheric ozone as a climate gas // *Atmosph. Res.* 1995. V. 37. № 1–3. P. 247-256.
39. Галин В. Я., Володин Е.М., Смышляев С.П. Модель общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН с динамикой озона // *Метеорология и гидрология*. – 2003. – № 5. – С. 13–21.
40. Burridge D. M., Haseler J. A model for medium range weather forecasting - adiabatic formulation // *Technical Report 4, ECMWF.* 1977. Reading, UK. 46 P.
41. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды // Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 356 с.
42. Asselin R. Frequency filter for time integrations // *Mon. Wea. Rev.*, 1972. V.100. P. 487–490
43. Robert A.J., Henderson J., Turnbull C. An implicit time integration scheme for baroclinic modes in the atmosphere // *Mon. Wea. Rev.*, 1972. V. 100. P. 329–335.
44. Uppala S. M., et al. The ERA-40 re-analysis // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2005. V. 131. № 612. P. 2961-3012.
45. Fleming, E. L., Chandra, S., Shoeberl, M. R., Barnett, J. J., Monthly Mean Global Climatology of Temperature, Wind, Geopotential Height and Pressure for 0-120 km // *NASA Technical Memorandum 100697*, 1988
46. Кондратьев К.Я., Жадин Е.А., Варгин П.Н. Межгодовые вариации озонового слоя, стратосферной циркуляции и аномалий температуры поверхности Мирового океана // *Исследование Земли из космоса*. 2005. № 2. p.3-12
47. Bancalá S., Krüger K., Giorgetta M. The preconditioning of major sudden stratospheric warmings // *J. Geophys. Res.* 2012. V.117 (D04101). doi:10.1029/2011JD016769
48. Zhang, X., et al. Monthly tidal temperatures 20–120 km from TIMED/SABER // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111 (A10S08). doi:10.1029/2005JA011504.
49. Hagan, M. E. and J. M. Forbes. Migrating and nonmigrating semidiurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release // *J. Geophys. Res.* 2003, V. 108(A2), P. 1062, doi:10.1029/2002JA009466
50. Volodin E.M., Schmitz G. A troposphere-stratosphere-mesosphere general circulation model with parameterization of gravity waves: climatology and sensitivity studies // *Tellus*. 2001. V. 53a. P. 300-316.
51. Zhang, C. Madden-Julian Oscillation // *Rev. Geophys* 2005, V.43(RG2003) doi:10. 1029/2004RG000158
52. Dymnikov V.P., Kulyamin D.V. Structural stability of quasi-biennial oscillations of zonal wind in the equatorial stratosphere. // *Rus. J. Numer. Anal. and Math. Modelling*. 2010. V.25. № 3. P. 235-251.
53. Кудрявцев В.П., Романюха Н.Ю. Моделирование ионизационно-рекомбинационных процессов в средней атмосфере. // *Математическое моделирование*, 1995, т.7, №3, с. 3.
54. Кудрявцев В.П. Эффективные скорости образования положительных ионов-связок в D-области ионосферы.// *Геомагнетизм и аэронавигация*. 1989. т. 29. №. 5. с.805.
55. Боярчук К.А., Карелин А.В., Широков Р.В.. Базовая модель кинетики ионизированной атмосферы. // *М. ВНИЭМ*. 2006. С.204.
56. Burns C. J., E. Turunen, H. Matveinen, H. Ranta, and J. K. Hargreaves, Chemical modelling of the quiet summer D- and E- regions using EISCAT electron density profiles // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1991, V. 53, p. 115
57. Thomas G.E and Krassa R.F. OGO-mesurements of the Layman-alfa sky background // *Astrophys. J.* 1971.V. 11. P. 218 -222.
58. Takeuchi Y., Norihiko A., Tokumaru H. The stability of generalized Volterra equations // *Journal of Math. An. and App.* 1978. V. 62, N.3, P. 453–473
59. Shampine, L. F. and M. W. Reichelt, The MATLAB ODE Suite // *SIAM Journal on Scientific Computing*, 1997. V. 18. P. 1–22.