

УДК 550.388.2

ТРЕХМЕРНАЯ АССИМИЛЯЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ИОНОСФЕРЫ ДЛЯ ЕВРОПЕЙСКОГО РЕГИОНА

© 2013 г. Д. В. Соломенцев¹, Б. В. Хатгатов², А. А. Титов¹

¹ФГБУ Центральная Аэрологическая Обсерватория, г. Долгопрудный (Московская обл.)

²Fusion Numerics International, LLC, Boulder, Colorado, USA

e-mail: d.solomentsev@gmail.com

Поступила в редакцию 02.03.2011 г.

После доработки 18.08.2011 г.

Рассматривается трехмерная ассимиляционная модель ионосферы. Обсуждаются уравнения, лежащие в основе физической модели, методика ассимиляции данных. Приведены примеры результатов работы описываемой модели – графики рассчитанных с ее помощью параметров ионосферы, таких как концентрация и температура электронов и ионов. Приведены результаты сравнения моделирования с независимыми источниками данных о состоянии ионосферы. Приводится заключение о точности представленной модели и предполагаемых областях ее практического применения.

DOI: 10.7868/S0016794012060119

1. ВВЕДЕНИЕ

Разработка методов мониторинга геофизических процессов, протекающих в ионосфере Земли, является одной из актуальных задач физики верхней атмосферы. Мониторинг состояния ионосферы и создание на его основе краткосрочных прогнозов изменения ее состояния необходимы для решения широкого круга прикладных задач. Оперативное получение информации об изменениях состояния космической плазмы дает возможность повысить надежность работы дальней радиосвязи, позволяет улучшить точностные характеристики космических навигационных систем и создать основу для контроля преднамеренных и непреднамеренных воздействий на верхнюю атмосферу.

Одно из направлений работ по проблеме мониторинга ионосферы связано с использованием теоретических и эмпирических моделей. Такие модели, как например описанные в работах [Власов и др., 1994; Григорьев и др., 2006; Фаткуллин и др., 1981; Huba et al., 2000; Millward et al., 1996], необходимы для изучения физики процессов, протекающих в околоземном космическом пространстве, и для оценки влияния различных геофизических эффектов на характеристики ионосферной плазмы. Для получения информации о текущем состоянии ионосферы и краткосрочного прогноза его изменений чисто теоретическое моделирование имеет ограниченные возможности. В последние два десятилетия для решения задач мониторинга состояния ионосферы начали успешно использоваться методы ассимиляции данных. Основой ассимиляционного метода являются численные теоретические расчеты теку-

щего состояния физически обоснованной модели, описывающей исследуемую систему, корректирующиеся в реальном времени с помощью доступных экспериментальных данных. Как известно, методы ассимиляции данных измерений в модельные расчеты уже практически применяются для решения ряда задач физики атмосферы. К их числу относятся: разработка высокоточных методов краткосрочного прогноза погоды на основе глобальных гидродинамических моделей атмосферы с усвоением данных спутниковых, самолетных и аэрологических наблюдений о полях метеоэлементов на различных высотных уровнях в атмосфере; разработка глобальных моделей химического состава и строения тропосферы и стратосферы.

Реализация ассимиляционного подхода для моделирования ионосферы возможна с использованием оперативных данных измерений полного содержания электронов (ПЭС) с помощью радиозондирования ионосферы сигналами космических навигационных систем. Степень успеха в создании эффективных методов мониторинга и прогноза “космической погоды”, также как и в разработке обычных методов прогнозов погоды, зависит, главным образом, от способности получать глобальные и непрерывные данные измерений ключевых параметров ионосферы и от возможности ассимилировать эти данные различных измерений в физически обоснованные самосогласованные численные модели. Ассимиляционные модели ионосферы (АМИ) существенно превосходят по точности обычные теоретические модели, поскольку на каждом шаге расчетов используются экспериментальные данные наблюдений. Асси-

миллионные методы для решения задачи текущего мониторинга состояния ионосферы уже успешно применяются в последние годы в США и представлены в работах [Khattatov et al., 2005; Wang et al., 2004].

Целью настоящей статьи является описание трехмерной ассимиляционной модели ионосферы для текущего мониторинга и прогноза ее состояния над Европейским регионом. В предлагаемой модели АМИ осуществляется решение уравнений сохранения энергии момента и массы. Также в ней используется схема усвоения данных измерений ПЭС в ионосфере, получаемых в квазиреальном времени по каналам Интернет с обширной сети наземных станций навигационной системы GPS (Global Positioning System), а также непрерывных данных о вариациях солнечного излучения в ультрафиолетовой области спектра по радиоизлучению с длиной волны 10.7 см. Модели ионосферы, применяемые в настоящее время за рубежом для определения и прогноза ее состояния, также являются физически обоснованными моделями, ассимилирующими экспериментальную информацию. Примером таких моделей может служить GAIM – Global Assimilation of Ionospheric Measurements, описанная в работе [Wang et al., 2004]. Однако в данной модели отсутствует решение уравнения для сохранения энергии, т.е. температура в ней не является прогностической переменной, что не позволяет исследовать с помощью данной модели эффекты антропогенного нагрева ионосферы и природных возмущений ее температуры.

В работе рассмотрены основные блоки региональной модели ионосферы: физические уравнения, описывающие динамику плазмы в гидродинамическом приближении, ассимиляционный блок модели и дано описание основных сервисных программ. В статье также представлены результаты расчетов основных параметров ионосферы с помощью созданной ассимиляционной модели. Приведены графики трехмерных пространственно-временных распределений ключевых параметров ионосферы, а также примеры сравнения этих результатов с независимыми источниками аналогичных данных. В заключении делаются выводы относительно ключевых характеристик модели, ее точности и возможностях применения в решении практических задач.

2. ДИПОЛЬНАЯ СИСТЕМА КООРДИНАТ И УРАВНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИОНОСФЕРЫ

Для численного решения уравнений, описывающих ионосферную плазму, часто используется система координат, связанная с силовыми линиями магнитного поля Земли, как это сделано в работах [Намгаладзе и др., 1990; Huba et al., 2000;

Khattatov et al., 2005; Millward et al., 1996]. Это обусловлено тем, что на достаточно больших высотах (при малых плотностях нейтральных компонент атмосферы), движения заряженных частиц параллельно и перпендикулярно силовым линиям магнитного поля слабо связаны. Таким образом, скорости ионизированных компонент можно разложить на три абсолютно независимые составляющие.

Как описано в работе [Брюнелли и Намгаладзе, 1988], достаточно точной аппроксимацией реального магнитного поля Земли, является диполь. Переход в дипольные координаты из географических осуществляется с помощью уравнений (1)–(3), а обратный переход – с помощью уравнения (4). Прямой переход выполняется с помощью явных преобразований, в то время как для обратного перехода необходимо решение нелинейного уравнения. Выбирая дипольную систему координат, мы используем три независимые величины, которые однозначно описывают положение точки в пространстве: магнитная долгота φ , высота силовой трубки на магнитном экваторе p (параметр Мак-Илвейна) и координата, отсчитываемая вдоль каждой силовой линии магнитного поля q , равная 0 на магнитном экваторе и 1 или -1 на концах трубки.

$$q = \left(\frac{R_E}{r_e} \right)^2 \cos(\theta_e), \quad (1)$$

$$p = \frac{R_E}{r_e} \frac{1}{\sin^2 \theta_e}, \quad (2)$$

$$\varphi = \varphi_e. \quad (3)$$

Для обратного перехода необходимо итерационное решение уравнения (4), например, методом Ньютона–Рафсона или методом Мюллера.

$$q \left(\frac{r_e}{R_E} \right)^2 + \frac{1}{p} \left(\frac{r_e}{R_E} \right) - 1 = 0. \quad (4)$$

В формулах (1)–(4) θ_e означает географическую широту; R_E — радиус Земли в заданной точке. Для наилучшего приближения к действительным значениям магнитного поля аппроксимирующий диполь должен быть смещен относительно центра Земли в направлении западной части Тихого океана на величину ~ 400 км и иметь наклон относительно полюсов 11.5° в направлении 70° W, как описано в работе [Bailey and Balan, 1996]. В уравнениях (1)–(4) индексом e обозначаются сферические координаты, соответствующие именно такому начальному положению сферы. Из этих координат и осуществляется переход к диполю.

Для того чтобы результирующая дипольная система координат отражала характеристики реального магнитного поля Земли, значения координат необходимо скорректировать с учетом

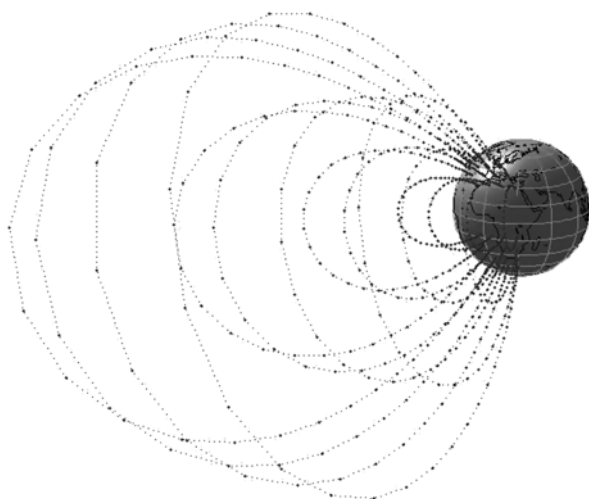


Рис. 1. Пример трехмерного представления разреженной координатной сетки региональной модели ионосферы.

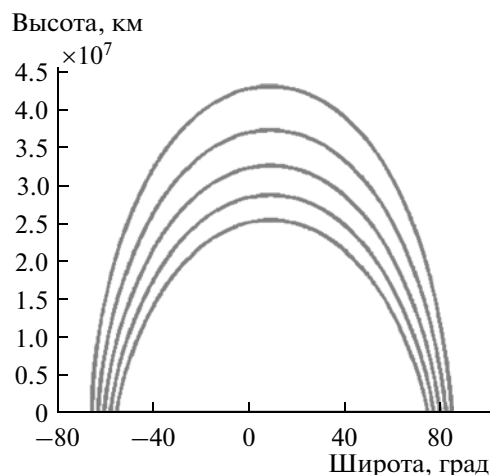


Рис. 2. Группа силовых линий магнитного поля, расположенных на одной геомагнитной долготе в проекции широта–высота.

внешней информации. Источником такой информации для представленной модели служит модель магнитного поля Земли WMM (World Magnetic Model), представленная в статье [McLean et al., 2004].

На рисунках 1 и 2 представлена часть силовых линий, взятых за систему координат региональной модели. Плотность координатной сетки была снижена намеренно, чтобы не загромождать рисунок. В действующей версии региональной модели координатная сетка содержит 40 отсчетов по магнитной долготе (покрывающих 60° географической долготы с 0 до 60° E), 101 отсчет по высоте силовой трубки на экваторе (при реальных высотах от 80 до 20000 км над поверхностью Земли) и 151 значение координаты вдоль силовой линии. Как и в работе [Millward et al., 1996], был выбран такой способ распределения точек вдоль силовой линии, который позволяет получить более плотную сетку в нижних областях ионосферы, что делает возможным описание наиболее сложных эффектов, преобладающих на малых высотах.

Следует также отметить, что взятая за основу модель ионосферы, описанная в работе [Khattatov et al., 2005], является глобальной. В настоящей же статье дается подробное описание всех блоков модели, позволяющее всесторонне оценить сильные и слабые места предлагаемого подхода. Кроме того, разработанная и представленная в настоящей статье модель была сделана региональной. Такой формат был выбран по ряду причин: региональное моделирование позволяет существенно увеличить пространственное разрешение сетки без привлечения новых компьютерных мощностей, а также ассимилировать информацию с более плотных региональных систем наземных станций. В отличие от глобальной модели, региональная версия позволяет существенно увеличить

пространственное разрешение и точность описания ионосферных эффектов, в частности распределения температур и концентраций ионов. В целях использования модели как научного инструмента, этот шаг является необходимым. Кроме того, это делает возможным введение новых физических эффектов в уравнения модели, что при больших пространственных размерах ячейки не имело смысла. Европейский регион был выбран из-за наличия плотной сети станций системы EUREF (European Reference Frame). Однако на основе данной модели может быть разработана подобная ей модель, охватывающая любой другой регион, в том числе и полностью территорию Российской Федерации.

Технически переход к региональной версии модели от глобальной означает следующее: необходимо задать новые границы координат для рассматриваемых силовых трубок, а также отфильтровать список станций приема спутникового сигнала. Однако одним из наиболее трудоемких этапов является подбор декорреляционных радиусов для параметризации ковариационной матрицы в процессе ассимиляции, который будет подробнее описан в разделе 3. Процесс вычисления декорреляционных длин является итеративным и представляет собой техническую процедуру, подробное описание которой выходит за рамки данной статьи.

Система уравнений, используемых в физической модели, описывает ионосферную плазму в магнитогидродинамическом приближении. Уравнения непрерывности и сохранения импульса решаются для семи типов ионов: H^+ , He^+ , O^+ , O_2^+ , NO^+ , N^+ , N_2^+ . Для экономии вычислительных мощностей уравнение баланса температуры решается для трех типов ионов, вносящих наиболее

значительный вклад в распределение энергии (H^+ , He^+ , O^+), и электронов.

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} - b_s^2 \frac{\partial \left(\frac{N_i V_i}{b_s} \right)}{\partial s} + N_i \nabla_p V_i + V_i \nabla_p N_i = P_i - L_i N_i. \quad (5)$$

Уравнение (5) представляет собой уравнение непрерывности, где i – номер иона; N_i – концентрация; V_i – скорость ионов; P_i – слагаемое, определяющее источники ионов данного типа; $L_i N_i$ – член, описывающий потери за счет рекомбинации и обмена зарядом; $b_s = \sqrt{1 + 3 \cos^2(\varphi_{\text{дип}})} \times \left(\frac{R_E}{R_{\text{дип}}} \right)^3$ – результат аналитического перехода к новой системе координат, где $\varphi_{\text{дип}}$ – долгота в дипольных координатах, а $R_{\text{дип}}$ – радиус-вектор текущей точки. Координата $s = qR_E$, применяемая в этом уравнении, сонаправлена с q . Градиент ∇_p обозначает градиент вдоль координаты p (параметра Мак-Илвейна). Фактически уравнение непрерывности решается в два этапа: расчет параллельного переноса и адвекция силовой линии в направлении координаты p , выполняемая согласно модели, предложенной в работах [Scherliess and Fejer, 1999; Fejer and Scherliess, 2001]. Таким образом, предложенная модель ионосферы является полулагранжевой. В данном случае мы пренебрегаем переносом заряженных частиц вдоль магнитной долготы, считая, что плазма в интересующем нас диапазоне высот сильно замагничена. Значения электронных концентраций вычисляются в предположении локальной нейтральности плазмы. Это условие записано в уравнении

$$N_e = \sum_i N_i. \quad (6)$$

Граничные условия для данного уравнения подразумевают равновесие между ионизацией и рекомбинацией на концах силовых линий.

Уравнение баланса импульса (7) предполагает стационарные поля скоростей и решается в пренебрежении инерцией ионов.

$$V_i = \frac{1}{(\sum_{\text{нейтр}} v_{in} + \sum_{\text{ионы}} v_{ij})} \left(-g \sin I + \frac{b_s k}{m_i} \left(\frac{T_i}{N_i} \frac{\partial N_i}{\partial s} + \frac{T_e}{N_e} \frac{\partial N_e}{\partial s} + \frac{\partial(T_i + T_e)}{\partial s} \right) + \sum_{\text{нейтр}} v_{in} \times \right. \\ \left. \times (V_n \cos D - U_n \sin D) \cos I + \sum_{\text{ион}} v_{ij} V_j \right). \quad (7)$$

Здесь v_{ij} и v_{in} – частоты столкновений ионов с ионами другого типа и частицами нейтральной атмосферы соответственно; I – угол магнитного наклона; D – угол магнитного склонения; V_n и U_n – соответственно меридиональная и зональная

компоненты горизонтальной скорости нейтральных компонент атмосферы; g – ускорение свободного падения, зависящее от высоты.

Уравнение (8) описывает распределение температур основных ионов и электронов. В данной реализации модели оно решается для трех типов ионов: H^+ , He^+ , O^+ , температуры же остальных ионов принимаются равными температуре O^+ .

$$\frac{3}{2} k N_i \left(\frac{\partial T_i}{\partial t} + V_{\perp} \nabla T_i \right) = k N_i T_i b_s^2 \left(\frac{V_i}{b_s} \right) - k N_i T_i \nabla V_{\perp} + \\ + b_s^2 \frac{\partial}{\partial s} \left(\kappa \frac{\partial T_i}{\partial s} \right) + \frac{3}{2} k N_i V_i b_s \frac{\partial T_i}{\partial s} + Q + F. \quad (8)$$

В данном уравнении слагаемые правой части Q и F являются вкладами в изменение температуры от разных типов нагрева ионов. Также уравнение (8) решается и для электронов, с изменением соответствующих коэффициентов.

Для решения уравнений (5), (7) и (8) необходимо иметь информацию о характеристиках нейтральных компонент атмосферы на момент моделирования. Для вычисления скоростей ион-нейтральных столкновений v_{in} , скоростей нейтральных компонент V_n и U_n , а также для получения скорости нагрева ионов F при трении о нейтральную атмосферу, необходимо знать скорости ветра на моделируемых высотах. Для вычисления этих величин используется модель горизонтальных ветров HWM93 (Horizontal Wind Model), описание которой дано в статье [Hedin et al., 1988]. При решении уравнения непрерывности для вычисления количества ион-электронных пар, образующихся при фотоионизации, необходимо значение плотностей нейтрального состава атмосферы, а также значение ее температуры. Для вычисления этих характеристик используется модель MSIS90 (Mass Spectrometer and Incoherent Scatter Radar), представленная в работах [Hedin, 1987, 1991]. Безусловно, использование внешних моделей не является сильной стороной представленной системы. Однако на данный момент разработка полностью согласованной совместной атмосферно-ионосферной модели, существенно превосходящей по точности предложенные параметризации, не представляется возможной. Следует также отметить, что используемые в данной системе модели применяются также в ряде практических приложений, связанных с динамикой верхней атмосферы.

Помимо процессов фотоионизации, приводящих к образованию ионизированных компонент, в модели также учтены влияния 21-ой химической реакции, характеризующих изменения в ионном составе за счет обмена зарядом. Общий вид такого рода реакций может быть определен уравнением

$$X^+ + Y^0 \rightarrow X^0 + Y^+. \quad (9)$$

Начальные условия в представленной модели предполагают наличие только нейтральных компонент на первом шаге по времени. То есть ионосфера “воссоздается” за несколько первых временных интервалов, когда в результате ионизации и рекомбинации, а также переноса и химических реакций, формируется структура ионизированной области. Начальные значения для плотностей, температур и скоростей нейтральных компонент, как и впоследствии, берутся из эмпирических моделей HWM93 и MSIS90.

Уравнения (5), (7) и (8) могут быть представлены в виде разностных схем и решены численно. В представленной модели ионосферы код основной программы написан на языке C++ в объектно-ориентированном стиле. Это позволяет быстро модифицировать решение уравнений для введения новых физических эффектов или изменения применяемых разностных схем.

3. АССИМИЛЯЦИЯ ДАННЫХ

В последние годы для моделирования и мониторинга сложных динамических систем (таких, как океан и атмосфера) был разработан ряд методов, предложенных в работах [Evensen, 2003; Kalman, 1960], позволяющих корректировать расчеты теоретических моделей с помощью оперативно поступающей экспериментальной информации. Так называемая методика ассимиляции данных получила широкое распространение в задачах численного прогноза погоды, благодаря чему сильно снизилась ошибка последнего, как это показано в работе [Kuo et al., 2000]. Одним из наиболее точных математических методов, используемых для ассимиляции данных, является фильтр Калмана, представленный в системе уравнений

$$\begin{cases} x(t + \Delta t) = \mathbf{M}(t, \mathbf{x}(t)) \\ \mathbf{K} = \mathbf{P}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{P}\mathbf{H}^T + \mathbf{O} + \mathbf{R})^{-1} \\ \mathbf{x}^{(\text{ассим})} = \mathbf{x}^{(\text{модель})} + \mathbf{K}(\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}^{(\text{модель})})). \end{cases} \quad (10)$$

В первом уравнении системы вектор состояния модели \mathbf{x} переводится нелинейным оператором \mathbf{M} , представляющим собой совокупность уравнений модели, на следующий временной слой. Далее, зная ковариацию вектора состояния \mathbf{P} , ошибку модели \mathbf{O} , ошибку измерений \mathbf{R} и вид оператора \mathbf{H} (так называемый оператор наблюдений), приводящего вектор состояния к размерности вектора наблюдений \mathbf{y} , можно рассчитать матрицу \mathbf{K} . Третье уравнение производит корректировку вектора состояния, рассчитанного с помощью численной физической модели с учетом поступивших экспериментальных данных.

Так как речь идет о системе с большим количеством переменных (порядка 10^6 глобально распределенных узлов сетки, в каждом из которых вычисляются все описанные выше характеристики плазмы), вектор состояния модели имеет достаточно большую размерность. Это делает практически невозможным расчет матрицы ковариации напрямую. Поэтому в данной работе мы применяем уравнение (11) для параметризации матрицы ковариации.

$$B_{ij} = \sqrt{B_{ii}B_{jj}} \times \exp\left(-\frac{(\varphi_i - \varphi_j)^2}{L_\varphi} - \frac{(\theta_i - \theta_j)^2}{L_\theta} - \frac{(r_i - r_j)^2}{L_r}\right). \quad (11)$$

В данном уравнении B – значения ковариационной матрицы, а величины L_φ , L_θ и L_r равны декорреляционным длинам ионосферы по каждому из соответствующих направлений и определяют эмпирически.

Эмпирическая информация, которая может быть использована в ассимиляционных моделях, должна удовлетворять нескольким требованиям: актуальность обновления; простота получения и обработки; заранее известная погрешность.

Для получения информации о состоянии ионосферы ассимиляционная модель, описываемая в данной работе, использует данные, поступающие со станций наземного сегмента спутниковой навигационной системы GPS. Система двухчастотных стационарных приемников с хорошо известными географическими координатами, являющаяся частью наземного сегмента системы GPS, служит для точного определения орбит навигационных спутников и мониторинга стабильности работы всей системы в целом. Для выполнения этой задачи станции принимают навигационный сигнал и после обработки преобразуют его в файл формата RINEX (Receiver-Independent Exchange format), не зависящий от типа приемника. Эти файлы с определенной задержкой доступны на серверах системы наземных станций (системы IGS – International GNSS Service, GNSS – Global Navigation Satellite System). Файл формата RINEX содержит информацию о вычисленной по двухчастотному сигналу псевдодальности спутника и фазе пришедшего в приемник сигнала на каждой частоте. На рисунке 3 представлена часть наземных станций системы IGS, расположенных в Европейском регионе.

Исходя из полученной информации, можно рассчитать значение ПЭС вдоль трассы распространения сигнала спутник – приемник. Именно эта информация используется в описываемой модели для корректировки теоретических расчетов. На рисунке 4 представлен пример изменений измеренных значений ПЭС в зависимости от времени суток для одного спутника со стационарно-



Рис. 3. Пример расположения наземных станций системы IGS для региона, охватываемого региональной моделью ионосферы: Европа, Африка и Европейская часть России.

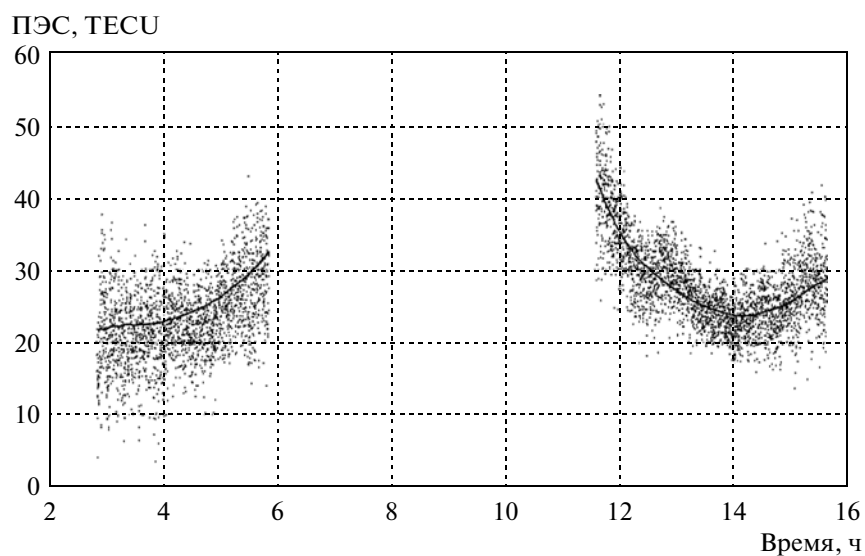


Рис. 4. Пример измерения полного электронного содержания (ПЭС) для одного спутника со стационарного приемника системы IGS. Сплошная линия – вычисление ПЭС по измерениям фазы пришедшего сигнала, точками отмечены значения ПЭС, вычисленные по псевдодальности спутника.

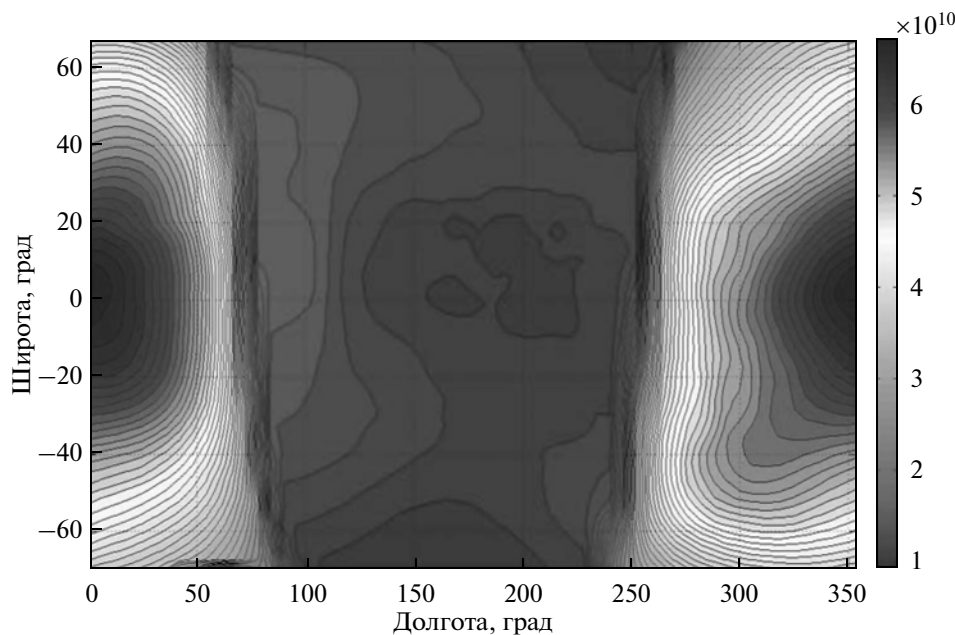


Рис. 5. Карта распределения полного содержания иона O^+ .

го приемника. Точные, но смещенные на неопределенную величину измерения ПЭС по фазе (сплошная линия), накладываются на сильно зашумленные, но имеющие абсолютные значения, измерения ПЭС по псевдодальности (точки).

Для корректной ассимиляции данных в модель ионосферы необходимо также получать набор данных, описывающих текущее техническое состояние приемника и передатчика на спутнике. Для коррекции измеренной приемником псевдодальности и более точного определения ионосферной составляющей необходимо знать задержку спутниковых часов (которая связана с релятивистскими эффектами и неточностями атомного осциллятора), дифференциальные задержки сигнала в сети спутника и приемника (связанные с тем, что двухчастотный сигнал распространяется в электрической цепи с конечной скоростью, зависящей от несущей частоты) и ошибку часов приемника. Вся эта информация входит в состав служебных файлов, регулярно обновляемых на серверах системы IGS [Hoffman-Wellenhof, et al., 1992].

Однако информация, касающаяся дифференциальных задержек спутникового навигационного сигнала на ассимилируемых станциях, обновляется достаточно редко. В силу того, что, как правило, антенна приемника вынесена относительно станции и соединена с ней длинным кабелем, задержки сигнала могут достигать больших значений и существенно изменяться в зависимости от температуры и влажности. В данной реализации модели существует возможность добавления значения аппаратных задержек на станциях в вектор состояния и корректировки их с помощью

фильтра Калмана, как это описано в работе [Khattatov et al., 2005]. В качестве измерений служат собранные сервисные данные из сети IGS. Эта процедура позволяет получить лучшее временное разрешение при определении дифференциальных задержек.

Для получения сервисной информации в автоматическом режиме, на сервере ЦАО (Центральной Аэрологической Обсерватории) был запущен комплекс сервисных приложений, позволяющих синхронизировать данные, доступные для ассимиляции на локальном хранилище с обновляемыми данными на удаленных серверах. В силу того, что данные в формате RINEX часто поступают на сервер IGS с задержкой в несколько часов, а иногда и дней, в настоящее время ассимиляционная модель работает с задержкой в трое суток.

Функционируя с такой задержкой, модель ионосферы не может с достаточной оперативностью обеспечивать потенциальных пользователей данными мониторинга. Однако разработанная технология является скорее пробной и осуществляется с целью проверки стабильности и корректности работы системы в целом. В настоящее время имеется возможность получать информацию о состоянии ионосферы с задержкой не более 15 с по протоколу связи NTRIP (Network Transport of RTCM via Internet Protocol). В Европе и США функционируют несколько десятков наземных станций, распространяющих данные по этому протоколу бесплатно, и их количество увеличивается. Более широкое применение сетевого протокола NTRIP для получения оперативной экспериментальной информации является одним из

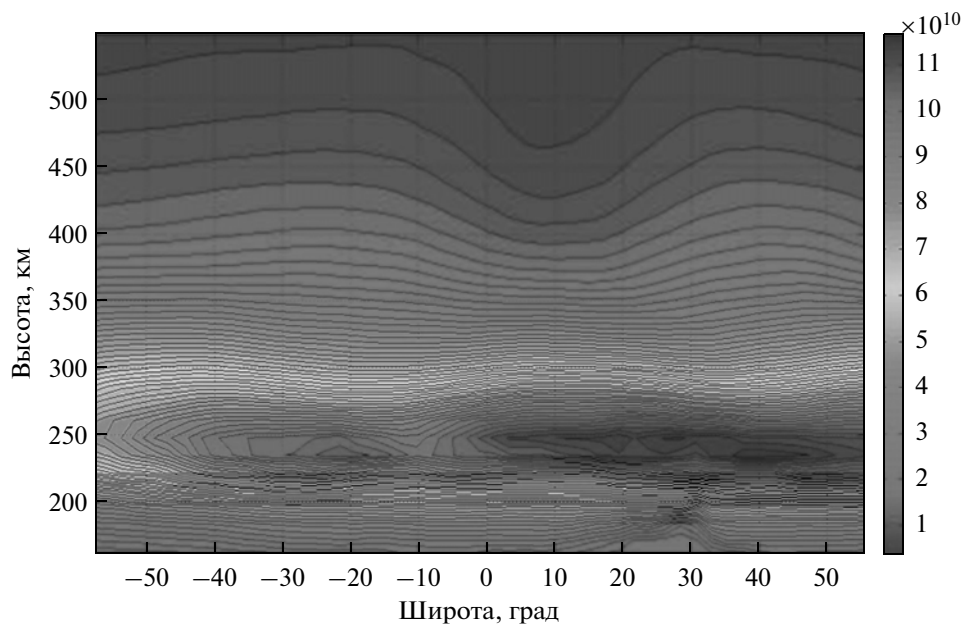


Рис. 6. Распределение концентрации электронов в ионосфере в проекции на плоскость широта–высота.

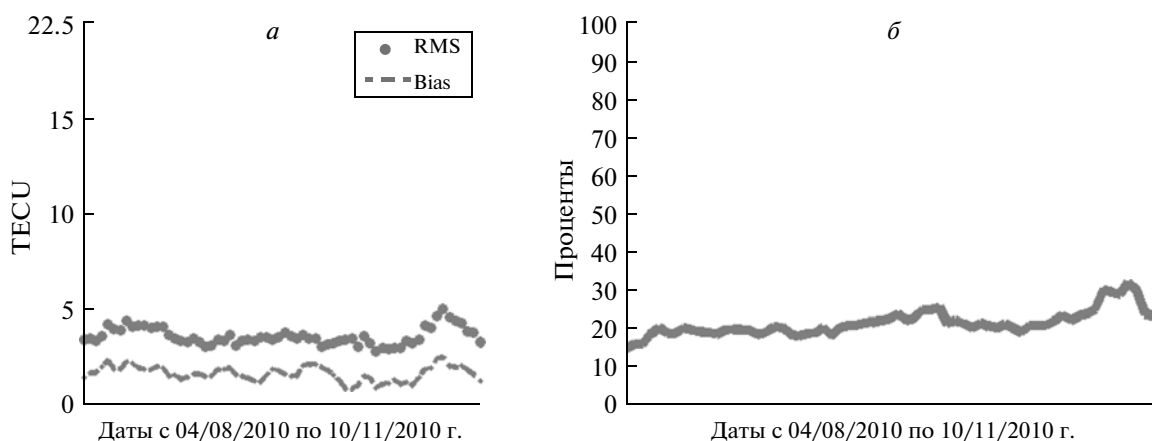


Рис. 7. Пример графического представления результатов валидации модели по независимым данным системы IGS. Слева – временная изменчивость среднеквадратичного отклонения результатов моделирования от экспериментальных данных (толстая линия), а также изменение систематической ошибки (тонкая линия). Справа – зависимость относительной погрешности моделирования от времени.

направлений дальнейшей работы авторов над усовершенствованием системы мониторинга и прогнозирования состояния ионосферы, представленной в данной статье.

4. ПРИМЕРЫ РЕЗУЛЬТАТОВ РАБОТЫ МОДЕЛИ ИОНОСФЕРЫ

В процессе решения уравнений физического блока и ассимиляции данных мы получили трехмерные распределения концентраций, скоростей и температур электронов и семи основных типов

ионов. Графики некоторых из них представлены в данном разделе на рисунках 5, 6.

5. ВАЛИДАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для проверки правильности работы ассимиляционной модели ионосферы было проведено сравнение полученных результатов с данными независимых источников информации. В данной работе рассматриваются несколько различных источников экспериментальных данных, по которым проводилась валидация ассимиляционной модели.

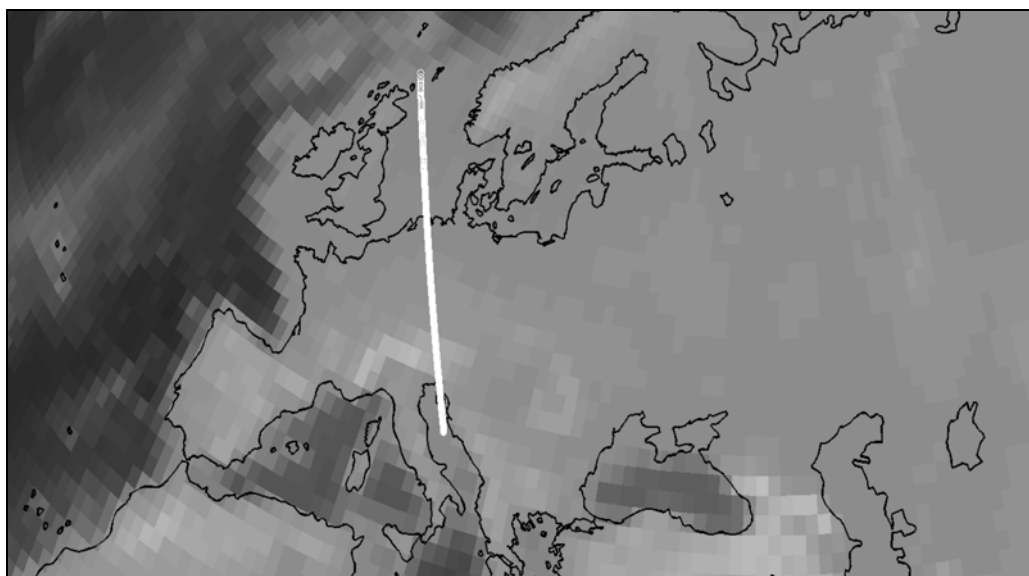
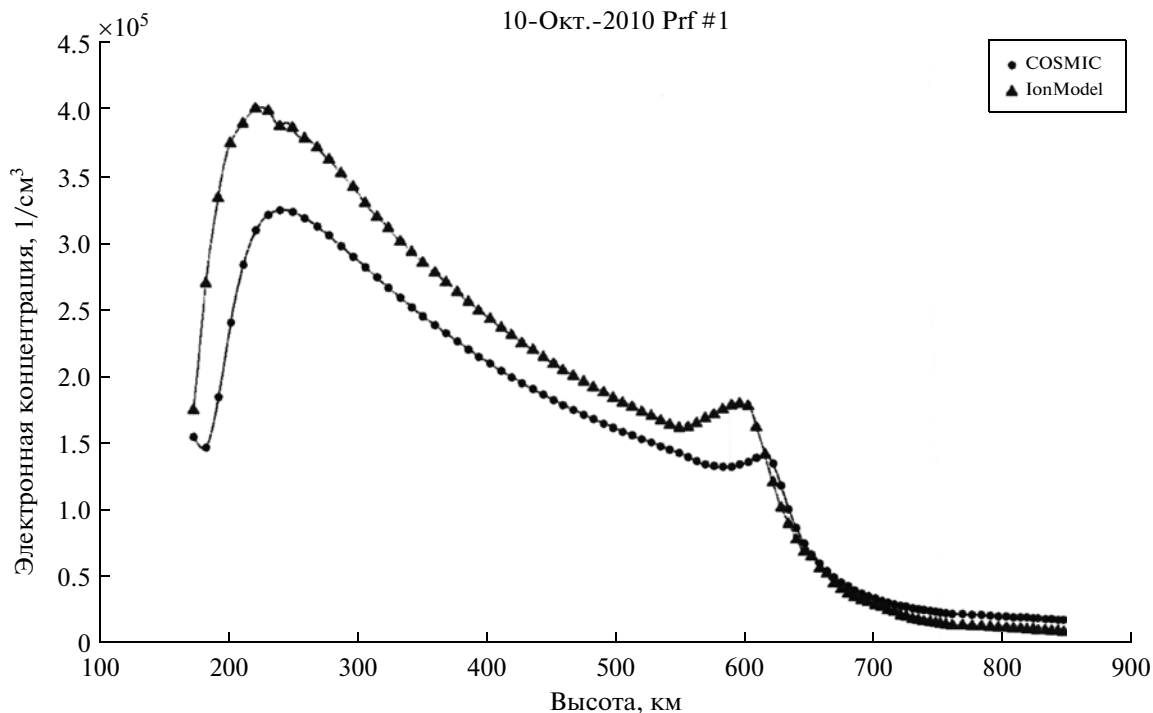


Рис. 8. Профиль номер 1 на 10 октября 2010 г. Пример сравнения результатов измерения электронной концентрации радиозатненным методом с интерполяцией расчетов ассимиляционной модели ионосферы. Вверху — зависимость концентрации электронов от высоты над поверхностью Земли в км. Треугольники — модельные расчеты; зачерченные кружки — экспериментальные данные. Внизу — траектория точки измерений над поверхностью Земли.

Основная схема, применяемая для проверки правильности работы модели ионосферы, представленной в данной статье, состоит в регулярном сравнении с данными наземных приемников системы IGS, не участвовавшими в схеме ассимиляции. Для подобного рода сравнений из списка всех приемников, данные с которых поступают на сервер ЦАО, в автоматическом режиме и случайным образом выбираются несколько станций. Ре-

зультаты обмена данными со спутниками GPS на этих станциях продолжают скачиваться и обрабатываться комплексом служебных программ. Однако, обработанные данные с этих приемников не ассимилируются в модель. Вместо этого, после завершения очередного временного шага, данные моделирования интерполируются на линии визирования спутников с валидационных станций и сравниваются с измеренными на станциях значе-

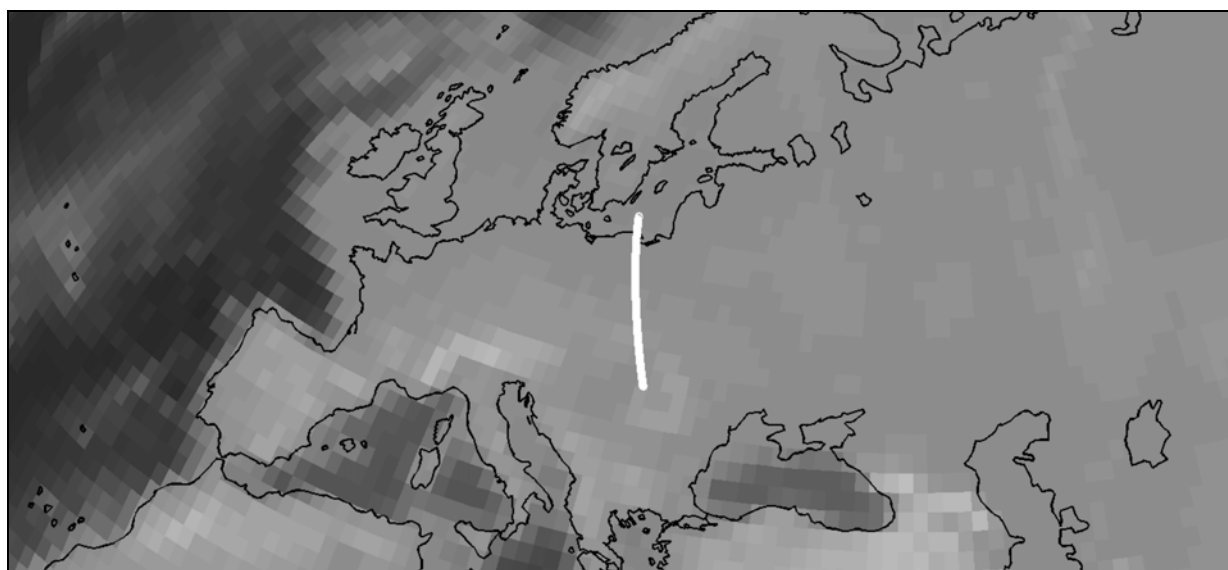
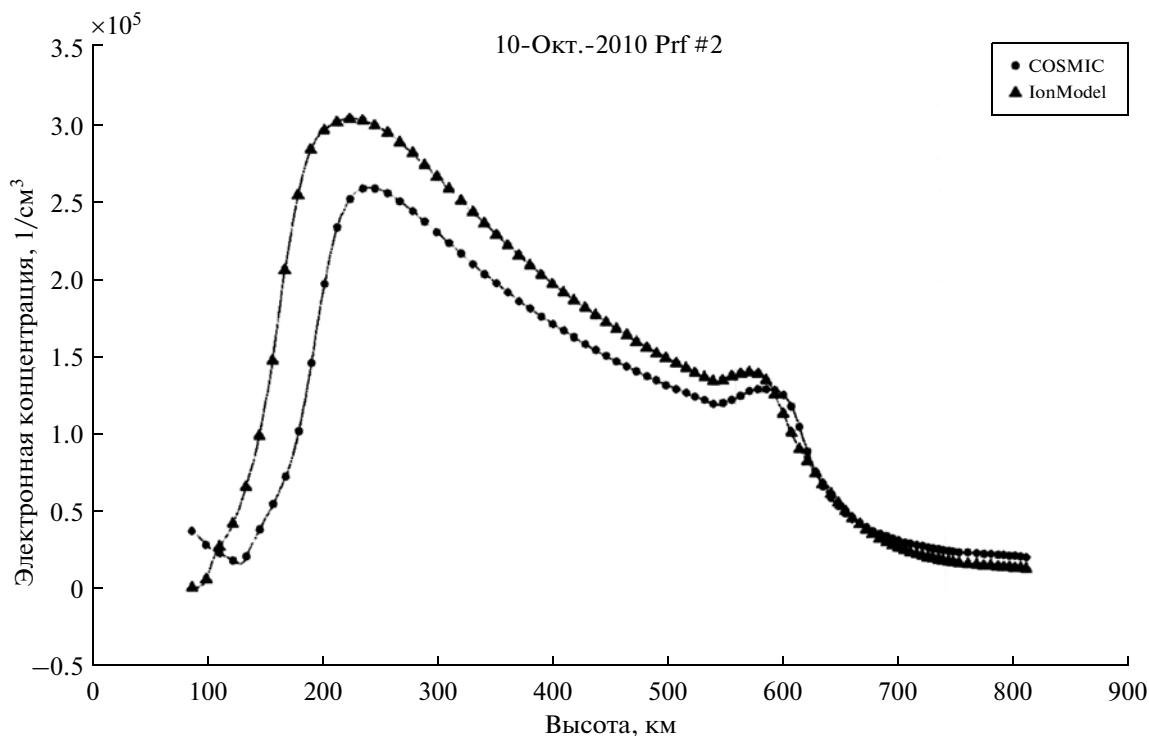


Рис. 9. Профиль номер 2 на 10 октября 2010 г. Расположение графиков и подписи по осям такие же, как на рис. 8.

ниями. В настоящей версии реализации модели ионосферы из 150-ти ассимилируемых станций для сравнения случайно выбираются 5. Пример графического представления результатов проверки правильности работы модели по данной схеме, представлен на рис. 7.

Видно, что погрешность моделирования изменения одного из основных параметров ионосферы — электронного содержания, составляет 3–4 TECU (1 Total Electron Content Unit = 10^{16} эл/м²). В терминах относительной погрешности эта ве-

личина не превышает 30%. Несмотря на то, что проверка модели производится по данным того же типа, что и ассимилируемая информация, сравнение корректно: рекомбинационные процессы в ионосфере происходят за время, значительно меньшее 24 ч, по истечении которых происходит смена валидационных приемников.

Для более точной оценки погрешности работы модели ионосферы были проведены сравнения модельных расчетов электронной концентрации с данными, полученными с низкоорбитальных

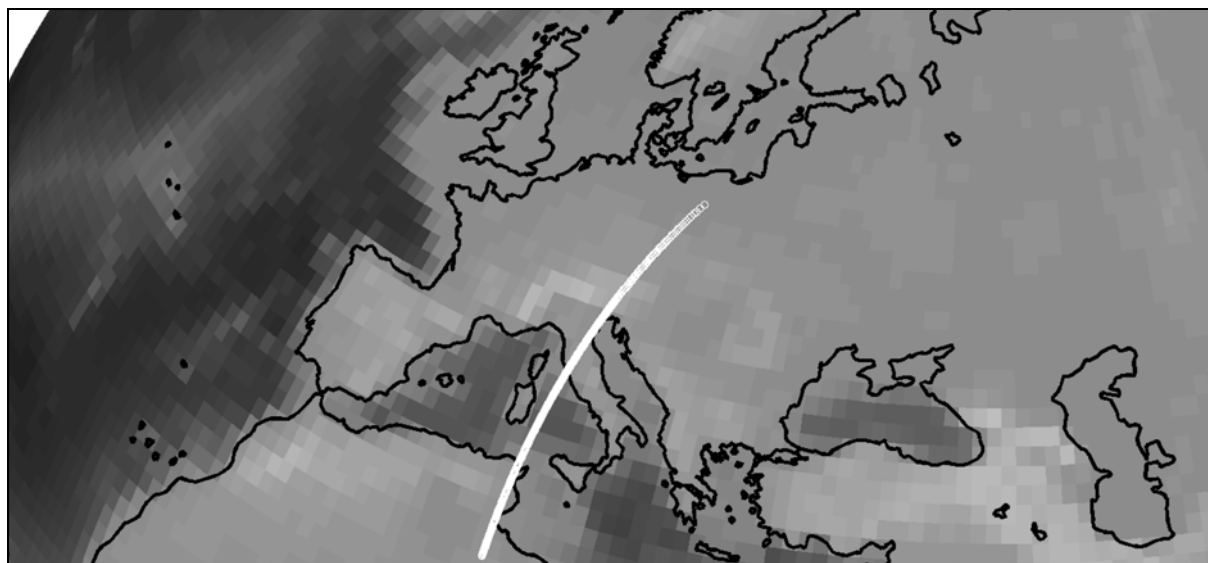
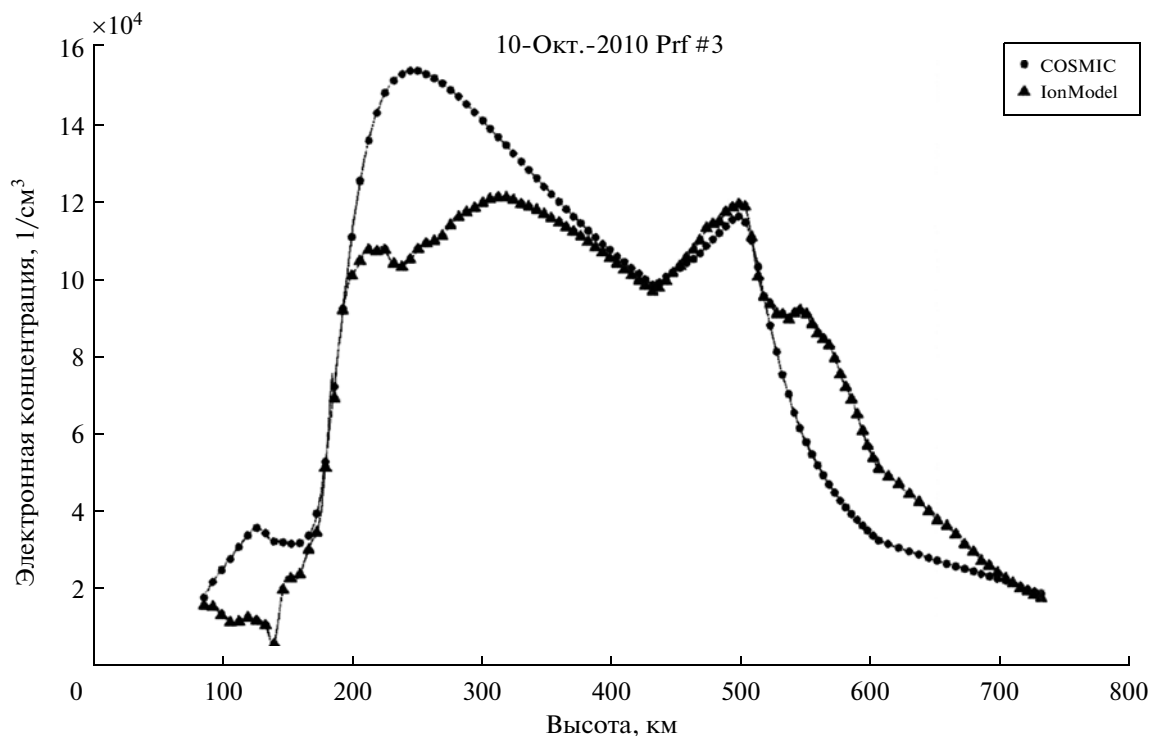


Рис. 10. Профиль номер 3 на 10 октября 2010 г. Расположение графиков и подписи по осям такие же, как на рис. 8.

спутников группировки COSMIC/FORMOSAT-3. Устройство этой экспериментальной спутниковой системы описано в работе [Rocken et al., 2000]. Космические аппараты этой группировки, находясь на орбите со средней высотой в 800 км, обмениваются радиосигналами с навигационными спутниками системы GPS. В силу ее прохождения через ионосферу Земли происходит рефракция радиоволны. По данным об орбитах спутников системы GPS и спутников COSMIC в аппаратуре последнего происходит вычисление уг-

ла рефракции, исходя из величины которого рассчитываются некоторые характеристики ионосферы в точке преломления. В результате работы этой спутниковой миссии в открытом доступе есть набор экспериментальной информации о состоянии ионосферы, с которым и происходило сравнение расчетных данных трехмерной ассимиляционной модели.

Поясним результаты, приведенные на рисунках 8–11, которые являются высотными профилями электронной концентрации, однако коор-

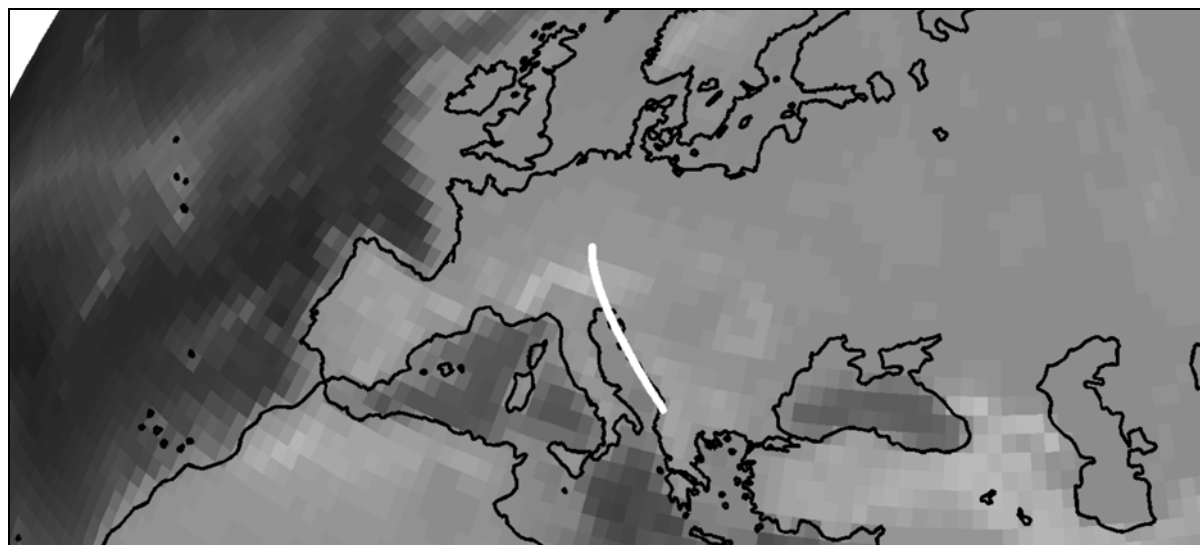
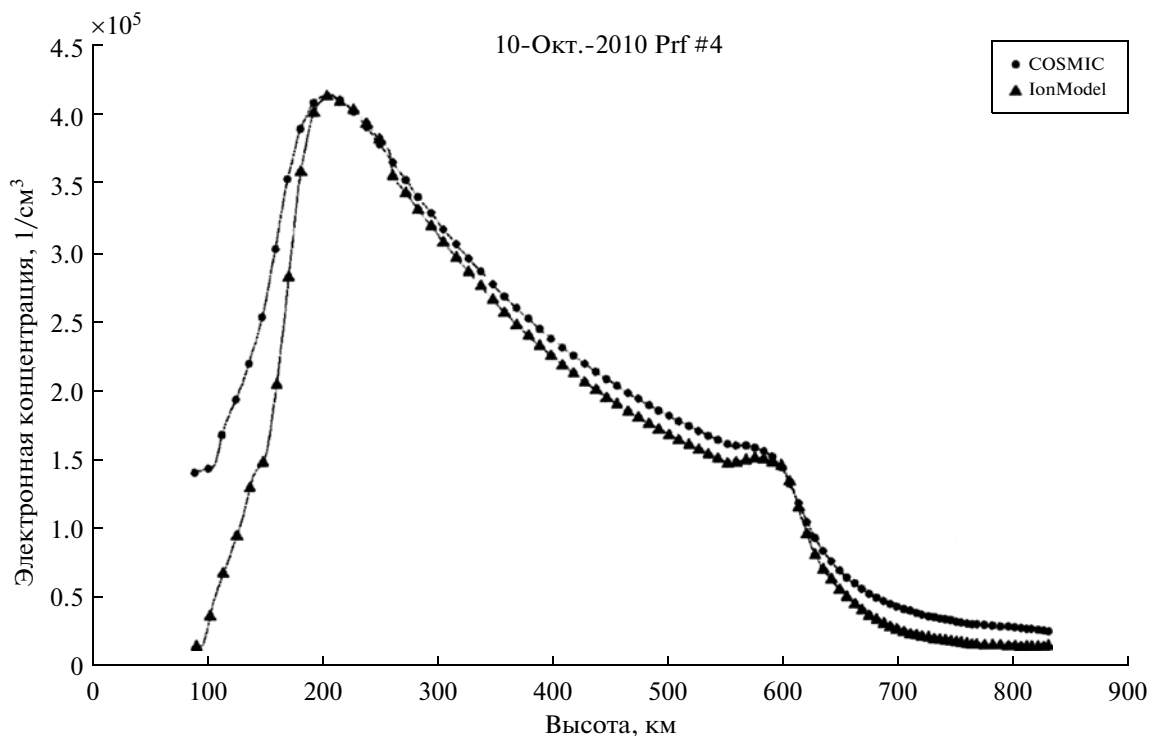


Рис. 11. Профиль номер 3 на 10 октября 2010 г. Расположение графиков и подписи по осям такие же, как на рис. 8.

динаты точек на графике по широте и долготе не остаются неизменными. На нижних графиках всех рисунков этой части белой линией обозначена траектория движения точки измерений. Это движение связано с относительным смещением спутника GPS и низкоорбитального космического аппарата. Именно с движением точки профиля в пространстве связан нехарактерный вид высотного распределения электронной концентрации. Как известно, высотный профиль электронной плотности имеет один ярко выраженный максимум в области 200–400 км. На всех представленных

графиках виден второй, более слабый максимум. В связи с относительным смещением космических аппаратов, точка измерения переходит в область ионосферы, где максимум электронного содержания находится на существенно другой высоте.

Следует также отметить, что декларируемая максимальная абсолютная погрешность экспериментальных данных составляет 10^5 эл/см³ при среднем значении, равном половине этой величины. Это означает, что интерполированные данные разработанной ассимиляционной региональной

модели ионосферы (за редким исключением) совпадают с экспериментальными результатами в пределах погрешности.

6. ВЫВОДЫ

В данной работе представлена трехмерная ассимиляционная модель ионосферы для Европейского региона. Разработанная модель ионосферы представляет собой достаточно точный инструмент мониторинга состояния околоземной космической плазмы в режиме квазиреального времени. Данные такого рода мониторинга могут быть использованы в ряде практически значимых приложений, таких как определение характеристик распространения радиоволн, мониторинг природных и антропогенных воздействий на ионосферу, а также, определение ионосферной составляющей погрешности спутниковой навигации с помощью систем GPS и ГЛОНАСС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука. 528 с. 1988.
- Власов М.Н., Ишанов С.А., Медведев В.В. Моделирование эффектов антропогенных воздействий в сопряженных областях ионосферы и плазмосферы // Космич. исслед. Т. 32. № 1. С. 154–158. 1994.
- Григорьев С.А., Зинин Л.В., Ишанов С.А. Нестационарные процессы, возникающие при воздействии на космическую плазму // Мат. моделирование. Т. 18. № 7. С. 115–128. 2006.
- Ишанов С.А., Медведев В.В., Залеская В.А., Жаркова Ю.С. Математическое моделирование ионосферных процессов в целях распространения радиоволн // Мат. моделирование. Т. 20. № 4. С. 3–7. 2008.
- Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В., Карпов И.В., Бессараб Ф.С., Суроткин В.А., Глуценко Т.А., Наумова Н.М. Глобальная численная модель термосферы, ионосферы и протоносферы Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 30. № 4. С. 612–619. 1990.
- Соломенцев Д.В., Скрипачев В.О., Тертышников А.В., Хаттатов Б.В., Хаттатов В.У., Полушковский Ю.А. Определение ионосферных задержек распространения радиосигналов с помощью трехмерной ассимиляционной модели ионосферы // Соврем. пробл. дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 7. № 1. С. 209–214. 2010.
- Фаткуллин М.Н., Зеленова Т.И., Козлов В.К., Легенька А.Д., Соболева Т.Н. Эмпирические модели среднеширотной ионосферы // М.: Наука. 254 с. 1981.
- Bailey G.J., Balan N. A low-latitude ionosphere-plasma-sphere model / STEP Handbook on Ionospheric Models. Ed. R.W. Schunk. Logan: Utah State University. P. 173–206. 1996.
- Evensen G. The Ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation // Ocean Dynam. № 53. P. 343–367. 2003.
- Fejer B.G., Scherliess L. On the variability of equatorial F region vertical plasma drifts // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 63. № 9. P. 893–897. 2001.
- Hedin A.E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res. V. 92. № A5. P. 4649–4662. 1987.
- Hedin A.E. Extension of the MSIS thermospheric model into the middle and lower atmosphere // J. Geophys. Res. V. 96. P. 1159–1172. 1991.
- Hedin A.E., Spencer N.W., Killeen T.L. Empirical global model of upper thermosphere winds based on Atmosphere and Dynamics Explorer Satellite data // J. Geophys. Res. V. 93. P. 9959–9978. 1988.
- Huba J.D., Joyce G., Fedder J.A. Sami2 is another model of the ionosphere (SAMI2): A new low-latitude ionosphere model // J. Geophys. Res. V. 105. № A10. P. 35–53. 2000.
- Hoffman-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. GPS theory and practice // Wien: Springer-Verlag. 326 p. 1992.
- Kalman R.E. A new approach to linear filtering and prediction problems // J. Basic Eng. V. 82. № 1. P. 35–45. 1960.
- Khattatov B., Murphy M., Gnedin M., Sheffel J., Adams J., Cruickshank B., Yudin V., Fuller-Rowell T., Retterer J. Ionospheric nowcasting via assimilation of GPS measurements of ionospheric electron content in a global physics-based time-dependent model // Q.J. Roy. Meteor. Soc. V. 131. P. 3543–3559. doi: 10.1256/qj.05.96. 2005.
- Kuol Y.-H., Sokolovskiy S., Anthes R.A., Vandenberghe F. Assimilation of GPS radio occultation data for numerical weather prediction // Special issue of Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science. V. 11. № 1. P. 157–186. 2000.
- McLean S., Macmillan S., Maus S., Lesur V., Thomson A., Dater D. The US/UK World Magnetic Model for 2005–2010 // NOAA Technical Report NESDIS/NGDC-1. 2004.
- Millward G.H., Moffett R.J., Quegan S., Fuller-Rowell T.J. A coupled thermosphere-ionosphere-plasmasphere model (CTIP) / STEP Handbook on Ionospheric Models. Ed. R.W. Schunk. Logan: Utah State University. P. 239–279. 1996.
- Rocken C., Kuo Y.-H., Schreiner W., Hunt D., Sokolovskiy S. COSMIC system description // Special issue of Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science. V. 11. № 1. P. 21–52. 2000.
- Scherliess L., Fejer B.G. Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model // J. Geophys. Res. V. 104. № 4. P. 6829–6842. 1999.
- Wang C., Hajj G., Pi X., Rosen I.G., Wilson B. Development of the global assimilative ionospheric model // Radio Sci. V. 39. RS1S06, doi:10.1029/2002RS002854, 2004.