

УДК 550.385.37:550.388.2

Д. А. Дзюбанов<sup>1</sup>, И. Г. Захаров<sup>2</sup>, М. В. Ляшенко<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Інститут іоносфери Національної академії наук України та Міністерства освіти і науки України

<sup>2</sup>Харківський національний університет ім. В. Н. Каразіна

**Моделирование полуденных значений электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы по данным харьковского радара некогерентного рассеяния**

*Надійшла до редакції 31.03.04*

Для моделювання полуденних значень електронної концентрації у максимумі області F2 іоносфери використані дані харківського радара некогерентного розсіяння. Показано, що для адекватного опису залежності денних значень електронної концентрації в максимумі області F2 іоносфери ( $N_m$ ) необхідно використовувати поліном третього порядку. Значну увагу приділено оцінці надійності результатів розрахунків. Розраховано коефіцієнти регресії для усіх сезонів. Встановлено особливості сезонних варіацій  $N_m$  на різних фазах сонячного циклу. Показано, що їхньою основною причиною можуть бути припливні та планетарні хвилі.

**ВВЕДЕНИЕ**

Задачи моделирования и прогнозирования в геофизике, как правило, являются многопараметрическими. Результаты моделирования отягощены погрешностями, главные источники которых — неполный учет факторов, влияющих на поведение данного параметра; взаимосвязь между факторами, причем часто неизвестного характера; пропуски в измерениях. Так, известные модели пространственно-временного распределения ионосферных параметров основаны на разложении поля в ряд по системе взаимно-ортогональных функций, обычно по сферическим гармоникам (см. [17]). Одним из основных источников погрешности является неравномерное распределение станций наблюдения по широте и долготе, в результате чего система нормальных уравнений, полученных по методу наименьших квадратов, часто становится плохо обусловленной. Для получения достоверных коэффициентов разложения ограничивают высший порядок используе-

мых функций, что приводит к огрублению моделируемых зависимостей. Так, широтные вариации электронной концентрации в максимуме области F2 в интервале средних широт в глобальных эмпирических моделях невелики и не согласуются с экспериментальными данными даже при использовании для расчетов медианных значений  $N_m$  [9, 28]. Сказанное относится как к одной из первых глобальных эмпирических моделей [21], так и к более поздним моделям [5, 19]. Показано также, что в этих моделях свойства ионосферы над регионами с наиболее густой сетью ионозондов «навязаны» регионам, где данных было существенно меньше [4, 23]. В частности, суточные вариации электронной концентрации  $N$  и температуры электронов  $T_e$  в средних широтах северного полушария практически полностью соответствуют особенностям североамериканского региона, где действует максимальное число ионозондов. Показано также, что более новая версия модели IRI, несмотря на использование дополнительного объема данных, не

привела к увеличению точности расчета полного электронного содержания ионосферы над восточной Европой, где новых данных было немного [7].

Таким образом, включение в ионосферные модели данных для регионов с более редкой сетью станций представляется одним из основных способов повышения точности современных глобальных ионосферных моделей. Данные Харьковского радара некогерентного рассеяния (НР) как нельзя лучше подходят для этой цели. Дело в том, что радар является единственным в среднеширотной Европе стабильным источником данных о процессах и параметрах среднеширотной ионосферы не только в ее максимуме, но и выше, до высоты 1000 км, где измерения с помощью ионозондов невозможны. Принимая во внимание [10, 27], что изменения ионосферных параметров подобны на расстояниях порядка 1000 км (за исключением высокоширотной ионосферы), данные радара могут быть использованы для создания региональной модели ионосферы, справедливой в пределах окружности с центром в г. Харькове и радиусом около 1000 км (напомним, что протяженность Украины примерно 1000×1000 км). Региональные модели, представляя самостоятельный интерес для решения прикладных задач в заданном регионе, в данном случае центрально-европейском, могут оказаться полезными для корректировки глобальных моделей [15, 23].

Целью работы является моделирование полуденных значений электронной концентрации в области F2 ионосферы над центральной Европой по данным радара некогерентного рассеяния и оценка точности полученных результатов моделирования.

Полученные результаты в дальнейшем будут использованы для построения ионосферной модели для центрально-европейского региона.

#### МЕТОДЫ И ИНСТРУМЕНТЫ

Для решения поставленной задачи использованы данные Харьковского радара НР Института ионосферы Национальной академии наук и Министерства образования и науки Украины [16] за 1986—2002 гг. (примерно 450 сеансов измерений). Географические координаты радара: 49.6° с. ш., 36.3° в. д.; геомагнитные:  $\Phi = 45.4^\circ$ ,  $\Lambda = 117.7^\circ$ ; наклонение геомагнитного поля 66°, параметр Мак-Илвейна  $L \approx 1.9$ . Радар НР имеет крупнейшую в мире зенитную двухзеркальную параболическую антенну диаметром 100 м и предназначен для исследования ионосферы в интервале высот 100—1500 км. Рабочая частота радара — 158 МГц. Импульсная мощность радиопередающего устройства около

2 МВт. Длительность импульса может изменяться примерно от 40 мкс до 1 мс. Шумовая температура системы около 290 К.

Параметры радиолокатора были выбраны из условия получения максимального объема сведений об ионосфере в возможно более широком интервале высот. Для решения других задач, возникающих при исследовании ионосферы, используются иные режимы работы радара. Эти режимы отличаются длительностью зондирующего импульса, частотой повторения и временной расстановкой импульсов относительно друг друга.

Радар НР позволяет получать с высокой точностью (обычно 1—10 %) и разрешением по высоте (10—100 км в зависимости от режимов работы) следующие параметры ионосферы: электронную концентрацию  $N$ , температуры ионов  $T_i$  и электронов  $T_e$ , вертикальную составляющую скорости дрейфа плазмы  $V_d$  [16].

В нашем распоряжении были ионосферные данные харьковского радара, причем измерения проводились сериями по несколько дней и часто были приурочены к тем или иным геофизическим событиям, в том числе к периодам магнитных бурь (МБ). Вследствие этого невозможно было определить медианные значения параметров ионосферы, которые, как правило, и используют для создания моделей. Следовательно, пригодность и репрезентативность используемого массива для задач моделирования также подлежала оценке. Исходя из этого, на данном этапе мы ограничились моделированием только полуденных значений электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы ( $N_m$ ). Выбор параметра  $N_m$  был обусловлен также тем, что электронная концентрация в максимуме области F2 ионосферы является одним из основных параметров, определяющим характеристики распространения радиоволн, в том числе при транс-ионосферном распространении. Кроме того, этот параметр является наиболее доступным параметром ионосферы, получаемым на обширной сети станций ионосферного зондирования, что создает условия для сравнения модельных расчетов с экспериментальными данными в исследуемом регионе.

Для описания зависимости ионосферных параметров от уровня SA использованы усредненные за солнечный оборот значения индекса  $F_{10.7}$  (здесь и далее знак усреднения опущен). Как известно, этот индекс значительно лучше отражает изменения ионизирующего УФ-излучения, чем числа Вольфа  $W$  [15]. Использование усредненных за солнечный оборот значений  $F_{10.7}$  обусловлено тем, что изменения индекса  $F_{10.7}$  и УФ-интенсивности [15] за один

солнечный оборот значительно меньше его изменений в 11-летнем цикле СА, и не могло существенно повлиять на результаты расчетов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Свойства исходного ряда данных.** Очевидной является зависимость  $N_m$  от трех основных параметров — сезона, солнечной и геомагнитной активностей. Различные сезоны и даже отдельные месяцы представлены в исходных данных примерно с равной частотой. Распределение числа  $n$  наблюдений по уровням СА заметно различалось (см. рис. 1). Видно, что максимальное число измерений приходилось на минимальные и высокие значения индекса  $F_{10.7}$ , тогда как промежуточные значения встречались примерно в полтора раза реже. Отметим, что такая закономерность в частоте встречаемости различных значений индексов СА ( $F_{10.7}$ ,  $W$  и любых других) является общей и не может быть устранена увеличением длины ряда. Ее появление обусловлено тем, что в 11-летнем цикле СА наиболее медленные изменения индексов активности имеют место в фазы минимума и максимума, тогда как в фазы спада и роста они изменяются достаточно быстро.

Еще более неравномерным было распределение данных по уровням СА для отдельных месяцев: для многих интервалов  $F_{10.7}$  данные для данного месяца отсутствовали. Максимальный уровень СА, для которого имелись измерения, также заметно различался: от  $F_{10.7} = 199$  в апреле до  $F_{10.7} = 244$  в декабре.

Зависимость  $N_m$  от магнитной активности обусловлена использованием для расчетов не медианных, а измеренных (ежедневных) значений. Дейст-

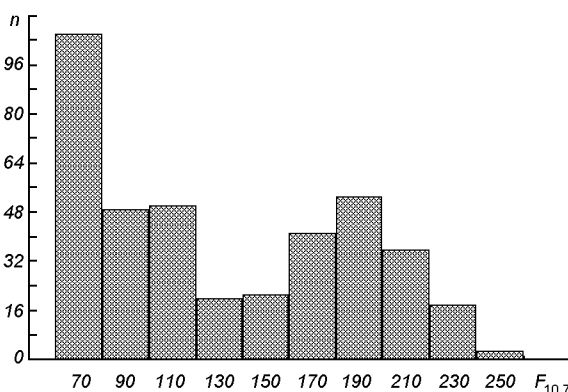


Рис. 1. Распределение числа  $n$  наблюдений по уровню солнечной активности ( $LT = 12^h$ )

вительно, в большинстве случаев (примерно 2/3 от общего числа) наиболее высокие и наиболее низкие для данного уровня СА значения  $N_m$  наблюдались в течение геомагнитных возмущений. Однако значительная часть отклонений  $N_m$  (примерно 1/3) приходилась на низкие значения магнитного индекса  $A_p$ . Их причиной могли быть волновые процессы, почти постоянно происходящие в ионосфере. Поэтому независимо от уровня магнитной активности из исходного ряда были исключены те значения  $N_m$ , которые при данном уровне СА превышали уровень  $3\sigma$  ( $\sigma$  — среднее квадратичное отклонение). Всего было исключено 28 значений, или примерно 6 % от исходного объема данных. Далее полагалось, что  $N_m$  зависит только от двух параметров — сезона и уровня СА.

Коэффициенты регрессий определялись для каждого месяца отдельно. Ввиду существенной неоднородности данных по уровню СА нельзя гарантировать, что данная выборка в полной мере отражает свойства генеральной совокупности, поэтому для оценки достоверности, кроме стандартной оценки с использованием доверительных интервалов, использовались методы группировки [12] и изменения длины ряда [13]. Метод группировки состоит в том, что выявленные свойства геофизического объекта должны сохраняться в каждой из подгрупп исходного ряда. Изменение длины ряда на некоторую его часть позволяет оценивать устойчивость решения, например устойчивость пиков спектральной плотности.

В нашем случае метод группировки состоял в том, что тип зависимости  $N_m$  от СА для каждого месяца должен соответствовать выбранному для всего объема данных, а сезонные вариации коэффициентов регрессии должны быть сопоставимыми по характеру и относительной величине с известными сезонными вариациями исследуемого параметра.

Также использовался контроль результатов расчетов по независимой переменной: кроме соответствия коэффициентов регрессий  $N_m$  от СА заданному уровню значимости  $p < 0.05$ , рассчитанные по ним значения  $N_m$  должны отображать известные особенности сезонных вариаций этого параметра, хотя явно сезон при расчетах не учитывался.

**Выбор типа зависимости.** Для зависимости  $N_m(F_{10.7})$  выбран полином третьего порядка:

$$N_m = a + bF_{10.7} + cF_{10.7}^2 + dF_{10.7}^3. \quad (1)$$

Согласно опыту предыдущих исследований [19, 21] и предварительным оценкам для рассматриваемого ряда слагаемые выше третьего порядка не рассматривались. При использовании для расчетов

всех данных все коэффициенты регрессии для полиномов от 1-го до 3-го порядков были достоверны ( $p < 0.001$ ,  $p < 0.05$  и  $p < 0.01$  соответственно). Средняя квадратичная погрешность восстановления исходного ряда была почти одной и той же, независимо от порядка полинома, однако характерные особенности зависимости  $N_m$  от СА, прежде всего, ограничение роста  $N_m$  при высоком уровне СА, отображалось только при использовании полинома третьего порядка.

При расчетах отдельно для каждого месяца коэффициенты регрессии были достоверными для полинома 1-го порядка в течение всего года и только зимой — для полинома 3-го порядка. Как зимой, так и в другие сезоны, несмотря на недостоверные значения коэффициентов регрессии, средняя квадратичная погрешность восстановления исходного ряда при использовании полинома 3-й степени оказалась несколько выше, чем при использовании полиномов 1-го порядка. Увеличение объема данных путем объединения данных в скользящие «сезоны», т. е. январь — март, февраль — апрель и т. д., не привело к увеличению точности, так как одновременно с увеличением объема данных увеличились их средние квадратичные отклонения относительно среднего за счет сезонного хода  $N_m$ .

Исходя из оценок достоверности и незначительной потери точности (при ее оценке для всех уровней СА), на основе известных подходов к регрессионному анализу и практике его применения в ионосферном моделировании [6, 12], для дальнейшего анализа следовало бы выбрать полином 1-го порядка. Однако расчеты показали, что для отдельных уровней СА рассчитанные с использованием линейной зависимости значения  $N_m$  отягощены существенными систематическими погрешностями, вследствие которых сезонный ход  $N_m$  при  $F_{10.7} < 120$  не соответствовал реальному, а при более высоком уровне СА был существенно искажен.

Для повышения точности модельного описания вариаций  $N_m$  были проанализированы причины снижения точности коэффициентов регрессии. Получено, что в наибольшей степени рассчитанные значения коэффициентов регрессии «выпадали» из регулярного сезонного хода для месяцев, в которые максимальные уровни СА заметно различались между собой. Так, минимальные значения коэффициента  $d$  регрессии (1) получены для апреля, когда не было значений  $N_m$  при  $F_{10.7} \geq 200$ , и поэтому еще не проявилось насыщение роста  $N_m$  при высоком уровне СА (зависимость  $N_m$  от СА близка к линейной). Кроме того, при исключении части исходного ряда (до 10 %) рассчитанные коэффици-

енты значительно изменялись, особенно если исключенные значения приходились на интервалы СА с малым числом измерений. При более равномерном распределении данных по уровням СА, включая максимальный, коэффициенты демонстрировали большую устойчивость.

Таким образом, погрешность расчета коэффициентов регрессии слабо зависела от объема данных, и сильно — от его неоднородности. Для ее устранения была проведена интерполяция данных по сезону для заданных интервалов СА. Интерполированные значения были добавлены в исходный ряд для данного месяца таким образом, чтобы на каждый интервал СА шириной  $\Delta F_{10.7} = 20$  приходилось не менее 4-х значений  $N_m$ . Для выравнивания условий в разные месяцы при высоком уровне СА из рассмотрения также были исключены данные с  $F_{10.7} > 230$ , для которых невозможно было получить интерполированные значения  $N_m$ .

Проведенная процедура позволила получить достоверные и устойчивые коэффициенты регрессии для всех месяцев ( $p < 0.01$  для зимы,  $p < 0.05$  для лета), а сезонные вариации  $N_m$ , рассчитанные с их помощью, полностью соответствовали экспериментальным при любом уровне СА (рис. 2). При исключении части данных новые значения коэффициентов не выходили за пределы, определяемые их доверительными интервалами при расчете по полному объему данных. Средняя квадратичная по-

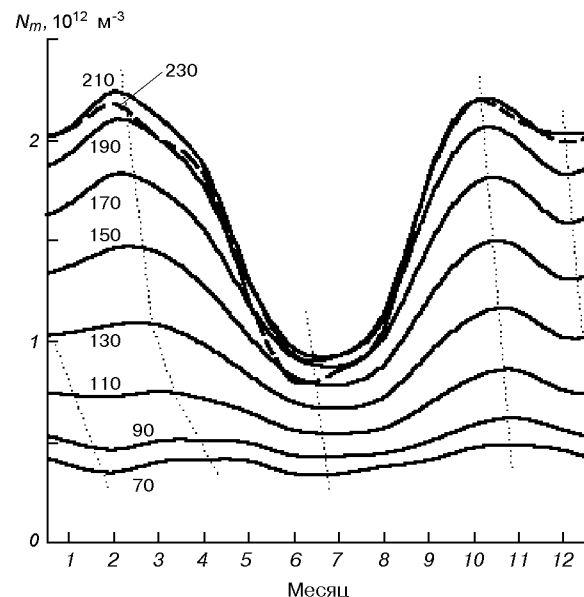


Рис. 2. Расчетные сезонные вариации полуденных значений  $N_m$  для различных уровней СА. Цифры у кривых — значения индекса  $F_{10.7}$

грешность расчета  $N_m$  составила  $2.3 \cdot 10^{11} \text{ м}^{-3}$ , или 23 %. Учитывая, что сравнение проводилось с реальными измерениями, а не с медианными значениями, как это делается обычно, полученную точность можно оценить как высокую.

Анализ относительного вклада слагаемых (1) в  $N_m$  показал, что при низком и среднем уровне СА зависимость  $N_m$  от СА определяется членами не выше второго порядка. Вклад слагаемого с третьей степенью  $F_{10.7}$  начинает резко увеличиваться при  $F_{10.7} \approx 170$  и при  $F_{10.7} \geq 195$  становится больше,

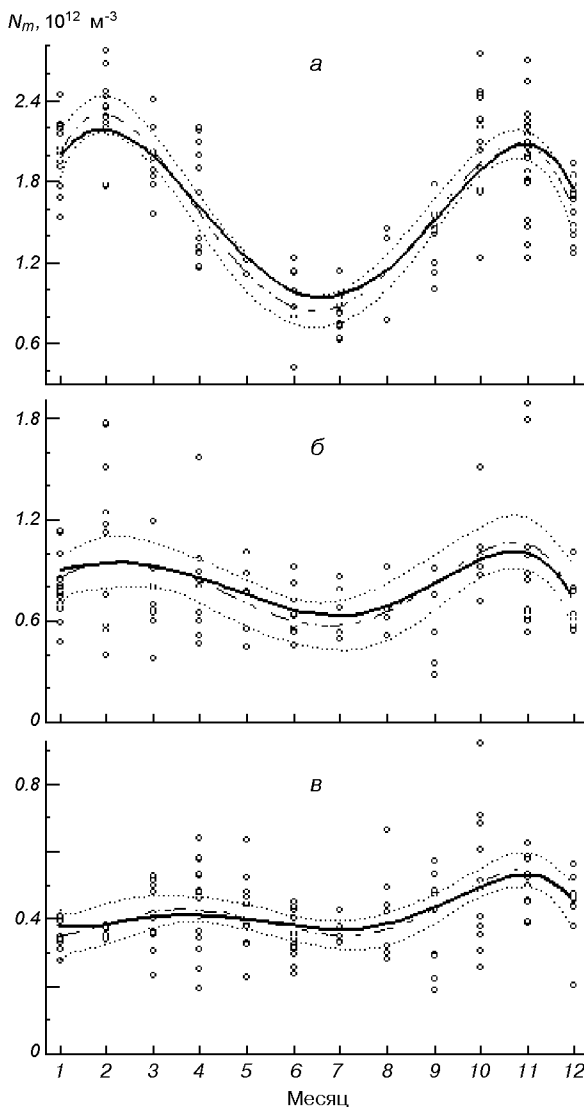


Рис. 3. Сопоставление рассчитанных и экспериментальных значений  $N_m$ : *a* — высокий уровень СА; *b* — средний уровень СА; *v* — низкий уровень СА. Сплошная кривая — расчет, штриховая — интерполяция по экспериментальным данным, пунктир — доверительный интервал  $2\sigma$

чем вклад линейного члена. Кроме того, учет членов выше первого порядка позволил снизить систематические погрешности расчета  $N_m$  при любом уровне СА, что особенно заметно при расчете сезонных вариаций  $N_m$  (рис. 2).

Как видно из рис. 2, при изменении уровня СА изменяется не только амплитуда, но и положение максимумов  $N_m$  по времени года. Для проверки устойчивости этой закономерности рассмотрим сезонный ход более детально.

На рис. 3 приведен сезонный ход рассчитанных значений  $N_m$  при различных уровнях СА. Отметим, что экспериментальные значения  $N_m$  имеют такой же сезонный ход. Выбор представленных данных (расчет) определяется только простотой расчета для заданного уровня СА. Видно, что фаза сезонных вариаций  $N_m$  смещается на более раннее время года; наиболее заметным смещение является для весеннего равноденственного максимума.

Таким образом, учет нелинейных членов регрессии позволил адекватно описать вариации  $N_m$  для всех сезонов. Необходимость их учета указывает на то, что состояние ионосферы, особенно дневной, в значительной мере определяется не только интенсивностью ионизирующего излучения, но и другими процессами. Наиболее значительными, особенно зимой [26], являются процессы переноса, обусловленные перестройкой глобальной термосферной циркуляции при изменении СА. Летом могут оказаться существенными изменения химического состава (увеличение относительного вклада тяжелых молекул), а также увеличение скорости рекомбинации электронов, вызванное возбуждением колебательных уровней  $N_2^+$ .

**Анализ погрешности.** Анализ погрешностей показал, что их распределение близко к нормальному (рис. 4): по критерию  $\chi^2$  экспериментальные и теоретические распределения для всех месяцев согласуются на уровне  $p < 0.01$ . Некоторое нарушение

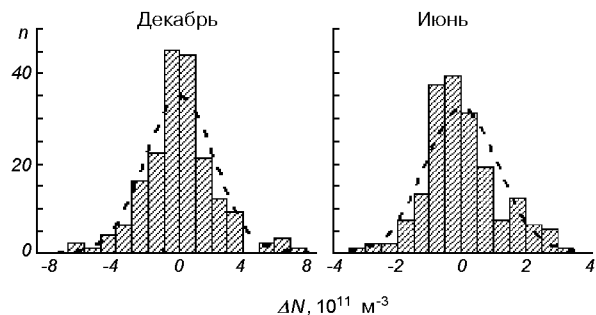


Рис. 4. Пример распределения погрешностей  $\Delta N = N_p - N_3$  для января и июня; штриховая линия — теоретическое нормальное распределение

ние симметрии вызвано прежде всего погрешностью расчета  $N_m$  для магнитовозмущенных условий. Наличие в разностях между рассчитанными и измеренными значениями  $N_m$  эффектов магнитных бурь указывает на то, что в полученной модели, несмотря на использование неусредненных значений  $N_m$ , в значительной мере удалось исключить влияние магнитных бурь, так что рассчитанные значения соответствуют спокойным условиям (точнее, типичным условиям для данного месяца при фоновом уровне геомагнитной активности). Необходимость такого уточнения станет очевидной из дальнейшего обсуждения.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

**Методика расчета.** Безусловно, что методологические трудности, которые пришлось преодолевать в рамках поставленной задачи, во многом обусловлены условиями данного исследования (особенностями базы данных). Вместе с тем на основе рассмотренной частной задачи могут быть сделаны некоторые обобщения. В основе методов математической статистики лежит допущение об однородности испытаний, которая достигается контролируемыми условиями эксперимента. Однако наблюдение не может быть полностью проконтролировано. Нельзя сказать, чтобы этот вопрос полностью игнорировался. Так, при разработке глобальных моделей данные для регионов с густой сетью ионозондов усредняют [12], добиваясь более равномерного «веса» отдельных регионов, однако подобную процедуру рассматривают как повышение эффективности собственно процедуры расчета, например, обеспечение хорошей сходимости в разных регионах земного шара. Как следствие, предпринимаются попытки (см. [2]) достичь повышения точности моделирования  $N_m$  и других ионосферных параметров только за счет усложнения используемого математического аппарата, хотя ясно, что повышение точности относится только к данной выборке и не гарантирует получения свойств генеральной совокупности.

Следовательно, процедуре расчета статистических характеристик в геофизике целесообразно предварять детальный анализ базы данных. Это может быть сделано на основе очевидных физических или морфологических свойств исследуемого объекта. В частности, в рассмотренной задаче это сделано на основе постоянного учета и контроля зависимости  $N_m$  от времени года — независимой переменной, которая явно не участвовала в расчетах. Отметим, что заполнение пропусков в зависи-

мости  $N_m$  от СА непосредственно интерполяцией по уровню СА не приводило к желаемому результату, так как для интерполяции необходимы знания, которые только предстояло получить на основе регрессионного анализа. В более общих задачах полезными будут методы разведочного анализа данных [18].

Но и после проведенного анализа и «выравнивания» исходного ряда нельзя гарантировать выполнения условия однородности, поэтому для контроля достоверности результатов решения целесообразно использовать дополнительные критерии. Отметим, что метод группировки (в литературных источниках встречаются и другие названия), можно рассматривать как применение определения научного результата (т. е. многократно воспроизводимого) к оценке качества проведенных расчетов [1].

*Сезонные вариации  $N_m$ .* Хорошо известным фактом является смещение равноденственных максимумов к зимнему солнцестоянию при увеличении СА вследствие расширения временного интервала, при котором реализуются условия для проявления эффекта сезонной аномалии [3]. Однако в рассмотренном случае смещение осеннего максимума не согласуется с данным процессом: наиболее заметной особенностью сезонных вариаций  $N_m$  является смещение равноденственных максимумов к началу года. Реальность такого смещения подтверждается тем, что смещается и положение минимумов. В результате все основные фазы сезонных вариаций  $N_m$  смещаются примерно на 20 сут, весной смещение более значительное. Кроме того, аналогичное смещение равноденственных максимумов  $N_m$  ранее было установлено по многолетним данным ионозонда ст. Москва [9], т. е. ионозонда, расположенного севернее харькова. Расчеты по модели IRI [19] показали, что данная модель не отражает отмеченные особенности сезонных вариаций  $N_m$ .

Таким образом, выявленная закономерность сезонного хода  $N_m$  не вызывает сомнения. Для ее объяснения обратимся к работам, в которых исследовались причины появления равноденственных максимумов электронной концентрации в области F2 [25]. Показано, что их появление определяется вкладом двух основных процессов: перестройки фоновой (без учета периодов магнитных бурь) термосферной циркуляции при изменении уровня магнитной активности и дополнительного нагрева термосферы за счет подъема на ионосферные высоты и диссипации планетарных и приливных волн; роль второго процесса преобладает. Расчеты [20] для некоторого среднего уровня СА хорошо согласуются

с наблюдаемыми сезонными изменениями  $N_m$ .

Нам не известны исследования, в которых роль планетарных и приливных волн рассматривалась бы для разных уровней СА. На основании полученных результатов можно допустить, что при высоком уровне СА создаются условия для более быстрого подъема волн на ионосферные высоты, что может обусловить и более ранние равноденственные максимумы. Учитывая, что подъем волн из нижней в верхнюю атмосферу занимает не менее 20—30 сут [22, 24], необходимо также учитывать возможное влияние на подъем и диссипацию волн других причин. Весной данный процесс и процессы, определяемые сезонной аномалией, действуют в одном направлении, а осенью — в противоположном, поэтому смещение весеннего максимума  $N_m$  более выражено.

Благодаря тому что максимум магнитной активности в 11-летнем солнечном цикле запаздывает по отношению к максимуму СА, роль второго фактора — перестройки термосферной циркуляции — можно оценить по особенностям сезонных вариаций  $N_m$  на разных фазах 11-летнего солнечного цикла. Ранее выраженные различия сезонных вариаций ионосферных параметров на фазах роста и спада СА были получены для полного электронного содержания  $N_0$  [9], и менее заметные — для вариаций  $N_m$  в максимуме области F2. Показано, что с уменьшением геомагнитной широты эффект ослабевает. Учитывая, что основной вклад в  $N_0$  вносят слои ионосферы в окрестности и выше максимума области F2, можно ожидать, что именно они определяют различие значений  $N_0$  на разных фазах солнечного цикла. Соответственно в максимуме области F2 различия будут менее выражены. Данное допущение согласуется и с физической картиной рассматриваемого процесса: при более высоком уровне геомагнитной активности (фаза спада) скорость ветра, направленного в дневные часы на север, уменьшается, что приводит к подъему области F2 вверх вдоль силовых линий магнитного поля в область с меньшей скоростью рекомбинации. При этом, как и в положительную фазу ионосферной бури, основное увеличение электронной концентрации происходит выше максимума области F2 [1].

Проведенное оценивание сезонных вариаций электронной концентрации с использованием данных радара HP для разных фаз солнечного цикла в принципе подтверждает наличие различий (на фазе спада значения  $N_m$  на несколько процентов выше, чем на фазе подъема при одних и тех же значениях  $F_{10.7}$ ). Однако вследствие использования ежеднев-

ных значений  $N_m$  точность расчетов оказалась недостаточной для получения надежных выводов. Не исключено, что использование значений электронной концентрации для больших высот позволит получить более выраженные различия.

Наличие зависимости ионосферных параметров от фазы солнечного цикла, а также от фонового уровня геомагнитной активности указывает на то, что модели медианных параметров описывают состояние ионосферы для типичных (среднемесячных) значений уровня геомагнитной активности ( $K_p \approx 1...3$  или  $A_p \approx 5...15$ ) и не обязательно отражают состояние ионосферы в истинно спокойных условиях ( $K_p = 0$  или  $A_p = 0$ ), как это часто полагают.

## ВЫВОДЫ

1. Показано, что данные харьковского радара некогерентного рассеяния целесообразно использовать для повышения точности моделирования параметров ионосферы над центральной Европой. Отсутствие ежедневных измерений не позволяет рассчитывать медианные значения ионосферных параметров, что несколько усложняет процедуру моделирования. Однако при использовании методов разведочного анализа данных и дополнительного контроля за результатами расчетов это обстоятельство не препятствует получению надежных результатов. Примененные методики могут быть полезными и при решении других задач геофизики.

2. Выявлены закономерности сезонных вариаций электронной концентрации области F2, заключающиеся в систематическом смещении равноденственных максимумов, особенно весеннего, к началу года.

3. Показано, что смещение сезонных максимумов  $N_m$  над Харьковом аналогично установленным ранее для ст. Москва. Оно указывает на существенную роль планетарных и приливных волн в физике ионосферы и на зависимость этого процесса от уровня СА.

4. Высказано предположение, что вклад перестройки глобальной циркуляции в эти процессы на высотах максимума области F2 существенно меньше, что, однако, не исключает усиление роли этого процесса на больших высотах.

Авторы благодарят профессора Л. Ф. Черногора за ценные советы и замечания, а также Л. Я. Емельянова, И. Б. Склярова, С. В. Черняева за предоставление данных экспериментов.

1. Алимов Ю. И. Альтернатива методу математической статистики // Новое в жизни, науке и технике. Сер. «Математика и кибернетика». — М.: Знание, 1980.—№ 3.—64 с.
2. Афанасьев Н. Т., Межетов М. А., Базаржапов А. Д. Адаптивная региональная модель полного электронного содержания // Тр. VI Сессии молодых ученых «Волновые процессы в проблеме космической погоды»: БШФФ—2003. — Иркутск: Изд-во ИСЗФ СО РАН, 2003.—С. 82—84.
3. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М., 1988.—528 с.
4. ГОСТ 25645.146-89. Ионосфера Земли. Модель глобального распределения концентрации, температуры и эффективной частоты соударений электронов. — М.: Гос. комитет СССР по управлению качеством продукции и стандартам, 1990.—Т. 1—3.—656 с.
5. Григоренко Е. И., Дзюбанов Д. А., Лысенко В. Н. и др. Магнитная, ионосферная и атмосферная бури большой интенсивности в сентябре 1998 г. Сравнение результатов и моделирование // Космічна наука і технологія.—2003.—9, № 4.—С. 49—66.
6. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. — М.: Статистика, 1973.—392 с.
7. Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Сравнение экспериментальных и модельных значений полного электронного содержания в ионосфере над Восточной Европой // Радиофизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 3.—С. 280—286.
8. Захаров И. Г., Тырнов О. Ф. Влияние фазы солнечной активности на сезонные изменения электронной концентрации области F2 ионосферы // Геомагнетизм и аэронаука.—1986.—26, № 5.—С. 847—849.
9. Захаров И. Г., Тырнов О. Ф. О возможности повышения точности моделей пространственно-временного распределения электронной концентрации ионосферы // Геомагнетизм и аэронаука.—1985.—25, № 2.—С. 323—324.
10. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Прогнозирование состояния ионосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1980.—190 с.
11. Капустина Н. И., Оше А. И., Шаратов И. П. Тонкость системного анализа и парадокс средней // Системный подход в геологии. — М., 1989.—С. 34—39.
12. Коен М. А. Моделирование ионосферы в прикладных задачах геофизики. — Иркутск, Изд-во Иркутского ун-та, 1983.—280 с.
13. Коноваленко З. П., Агарков С. Г. Применение показателя когерентности при исследовании природы многолетних колебаний стока // Тр. САРНИГМИ.—1972.—Вып. 1(82).—С. 167—181.
14. Коченова Н. А., Гонсалес Х. С., Лазо Б. и др. Модельные представления суточных изменений летнего слоя F2 над Кубой // Геомагнетизм и аэронаука.—1990.—30, № 4.—С. 620—623.
15. Красинец М. В., Нусинов А. А. Зависимость  $F_{10.7}$  от индексов солнечной активности // Геомагнетизм и аэронаука.—1991.—31, № 4.—С. 741—742.
16. Таран В. И. Исследования ионосферы с помощью радаров некогерентного рассеяния в Харькове // Вестник Харьков. гос. политех. ун-та.—1999.—Вып. 31.—С. 3—9.
17. Чернышов О. В., Васильева Т. Н. Прогноз максимально применимых частот. — М.: Наука, 1973.—289 с.
18. Advances in Knowledge Discovery and Data Mining / Eds U. M. Fayyad, G. Piatetsky-Shapiro, P. Smyth, R. Uthurusamy. — Cambridge, MA: The MIT Press, 1996.
19. Bilitza D. International Reference Ionosphere 2000 // Radio Sci.—2001.—36, N 2.—P. 261—275.
20. Champion K. S. W. Recent advances in upper atmospheric structure // Adv. Space Res.—1985.—5, N 7.—P. 169—178.
21. Ching B. K., Chiu V. T. A Phenomenological Model of Global Ionosphere Electron Density in the E-, F1- and F2-Regions // J. Atmos. and Terr. Phys.—1973.—35, N 9.—P. 1615—1630.
22. Hooke W. H. Rossby-planetary waves, and gravity waves in the upper atmosphere // Upper Atmosphere and Magnetosphere, Studies in Geophysics. — Washington, National Academy of Sciences, 1977.—P. 130.
23. Kailiang D., Jinming M. Comparison of total electron content calculated using the IRI with observations in China // J. Atmos. and Solar-Terr. Phys.—1994.—3.—P. 417—422.
24. Miyaki K., Hayakawa M., Molchanov O. A. The role of gravity waves in the lithosphere-ionosphere coupling, as revealed from the subionospheric LF propagation data // Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling / Eds M. Hayakawa, O. A. Molchanov. — Tokio, TERRAPUB, 2002.—P. 229—232.
25. Rishbeth H., Sedgemore-Schulthess K. J. F., Ulich T. Semianual and annual variations in the height of the ionospheric F2-peak // Ann. Geophys.—2000.—18.—P. 285—299.
26. Sethia G. C., Bayley G. J., Moffett R. J., Hargreaves J. K. A modeling of the effects of neutral air winds on electron content at mid-latitudes in winter // Planet. Space Sci.—1984.—32, N 5.—P. 535—542.
27. Soicher H., Klobuchar J. A., Goodman J. M. Ionospheric effects on radio systems // Radio Sci.—1985.—20, N 3.—P. 259.
28. Zakharov I. G., Tyrnov O. F. A model of the total columnar electron content in the ionosphere for the latitudes 25 to 70° N // Telecommunications and Radio Engineering.—1999.—53, N 4-5.—P. 38—44.

---

**THE SIMULATION OF NOON ELECTRON DENSITY VALUES OF THE F2 IONOSPHERIC PEAK WITH THE USE OF KHARKIV INCOHERENT SCATTER RADAR DATA**

**D. A. Dzyubanov, I. G. Zakharov, M. V. Lyashenko**

The simulation of noon electron density values of the F2 ionospheric peak are performed on the basis of Kharkiv incoherent scatter radar data. It is shown that the third order polynomial is required for adequate description of dependency daytime values of electron density of the ionospheric peak F-region ( $N_m$ ). Much attention is given to the estimation of the reliability of results of calculations. Coefficients of the regression for all seasons are calculated. The features of the seasonal variations of  $N_m$  in the solar cycle different phases are determined. It is shown that tidal and planetary waves can be the main reason of the variations.