

## О ВАРИАЦИЯХ ПАРАМЕТРОВ ПЛАЗМЫ ИОНОСФЕРЫ, НАБЛЮДАЕМЫХ ПОСРЕДСТВОМ ИОНОЗОНДА И НА МАГНИТНОЙ СТАНЦИИ В ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН

© 2021 г. С. А. Рябова<sup>1,2,\*</sup>, С. Л. Шалимов<sup>2,3,\*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт космических исследований РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: riabovasa@mail.ru

\*\*E-mail: pmsk7@mail.ru

Поступила в редакцию 28.12.2020 г.

После доработки 18.03.2021 г.

Принята к публикации 24.03.2021 г.

Рассмотрены вариации геомагнитного поля и критической частоты  $F_2$ -слоя в диапазоне периодов планетарных волн в зимний период. Измерения осуществлялись посредством магнитометра и вертикального радиозондирования ионозондом на близких станциях (ст. Бельск и ст. Варшава) и позволяли регистрировать вариации ионосферного тока в нижней и плотности плазмы в верхней ионосфере соответственно. Спектральное оценивание выполнено для зимнего периода 2018–2019 гг. (низкая солнечная активность) и 2014–2015 гг. (высокая солнечная активность). Обнаружено присутствие практически синхронных вариаций в указанном диапазоне периодов как на наземной магнитометрической станции, так и в измерениях критической частоты слоя  $F_2$ . При этом в спектрах временных вариаций геомагнитного поля и критической частоты  $F_2$ -слоя в диапазоне планетарных волн в зимний период присутствуют как гармоники, связанные с солнечной активностью, так и гармоники, соответствующие квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарным волнам. Предложен механизм появления 16- и 10-дневных вариаций в верхней ионосфере.

**Ключевые слова:** планетарные волны, вариации плотности ионосферной плазмы, вариации магнитного поля Земли, модуляция, лунно-солнечный прилив.

DOI: 10.31857/S0002333721060065

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования вариаций плотности ионосферной плазмы, проводимые в последние годы, показывают, что, наряду с солнечной и магнитной активностью, на ионосферу оказывают сопоставимое с ними по мощности воздействие атмосферные волны [Данилов и др., 1987; Шалимов, 2018]. Даже в спокойные в геомагнитном отношении периоды ионосфера остаётся возмущенной [Forbes et al., 2000]: изменчивость плотности электронов в ионосферном максимуме ионизации ( $F$ -слой) достигает 35% относительно средней величины (с периодами вариаций от часов до двух дней) и 20% для вариаций с периодами от 2 до 30 дней. Последний диапазон включает периоды так называемых волн Россби или атмосферных планетарных волн. И хотя именно приливам принадлежит основная роль в перераспределении энергии Солнца обратно в геокосмос, влияние остальных волн, в частности, планетарных, име-

ющих также заметную интенсивность, в практическом смысле также существенно.

Типичные для планетарных волн периоды (близкие к периодам 2, 5, 10 и 16 дней) были сначала обнаружены в вариациях (5-дневных) ионосферного поглощения радиоволн ( $D$ -область), которые ассоциировались с одновременными 5-дневными волнами в стратосфере [Frazer, 1977]. Позднее по наземным наблюдениям были зарегистрированы квази-16-дневные осцилляции горизонтальной компоненты магнитного поля и одновременные осцилляции критической частоты ионосферного слоя  $F$  [Forbes, Leveroni, 1992]. Эти осцилляции предлагалось рассматривать как следствие проникновения энергии атмосферных планетарных волн на высоты ионосферы. По данным глобальной сети ионозондов (за 20-летний период) обнаружено, что квази-2-дневные вариации критической частоты слоя  $F$  иногда достаточно хорошо коррелируют с квази-2-дневными волнами в мезосфере [Forbes, Zhang, 1997]. Одна-

ко наряду с результатами, подтверждающими в целом подобие спектров возмущений (в диапазоне периодов планетарных волн) в атмосфере и различных ионосферных слоях, было обращено внимание и на явные расхождения между ожидаемой (в рамках простой гипотезы о распространении планетарных волн в ионосфере) и наблюдаемой картинами возмущений [Lawrence, Jarvis, 2001; Apostolov et al., 1995; Шалимов и др., 2006]. В частности, возмущения в мезосфере и  $F$ -слое ионосферы часто коррелируют, в то же время между стратосферой и мезосферой корреляция может отсутствовать; также может отсутствовать корреляция между мезосферой и  $E$ -слоем ионосферы [Lawrence, Jarvis, 2001].

Принимая во внимание, что вертикальная скорость планетарных волн невелика (2–10 км/день), можно допустить, что связь между стратосферой и мезосферой, а также мезосферой и  $E$ -слоем ионосферы может наблюдаться со значительной задержкой во времени [Рябова, Шалимов, 2021]. Кроме того, моделирование распространения планетарных волн в верхнюю атмосферу [Hagan et al., 1993] и эксперимент [Deng et al., 1997] показывают, что эти возмущения не должны проникать существенно выше 100 км. Между тем, согласно эксперименту, вариации с периодами планетарных волн одновременно наблюдаются не только в нижней, но и в верхней ионосфере. При этом неявно предполагалось [Forbes, Zhang, 1997], что связь между нижней и верхней ионосферой практически мгновенная, что могло бы указывать на электромагнитный механизм взаимодействия слоёв или на общий для обоих ионосферных слоёв ( $E$  и  $F$ ), внешний по отношению к ним процесс, синхронно изменяющий их параметры.

Так или иначе, но эти экспериментальные результаты и теоретические представления показывают, что достаточно ясное понимание причин вариаций ионосферной плотности в диапазоне атмосферных планетарных волн и механизмов воздействия этих волн на ионосферные слои на сегодняшний день отсутствует. Поэтому необходимы дальнейшие исследования этих вопросов.

В настоящей работе анализируются спектры вариаций параметров плазмы ионосферы на двух уровнях – в нижней ( $E$ -слой) и верхней ( $F$ -слой) ионосфере в диапазоне планетарных волн (на примере квази-16 и 10-дневных волн). При проведении исследований использовались данные геомагнитного мониторинга на Центральной геофизической обсерватории “Бельск” Геофизического института Польской академии наук (Польша, г. Бельск) и результаты высотно-частотного зондирования ионосферы в виде ионограмм, полученные Центром космических исследований Польской академии наук (Польша, г. Варшава). При этом наземные геомагнитные вариации от-

ражают процессы в  $E$ -слое ионосферы, тогда как ионозонд позволяет исследовать вариации плотности плазмы в  $F$ -слое ионосферы.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Расстояние между пунктами наблюдений (г. Бельск и г. Варшава) составляет 50 км. Этот разнос меньше характерных неоднородностей в ионосфере, что позволяет проводить сопоставление вариаций компонент геомагнитного поля и характеристик ионосферы.

Регистрация вариаций трех компонент геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” выполняется с помощью торсионного кварцевого вариометра системы В.Н. Боброва [Jankowski et al., 1984]. Этот магнитометр имеет хорошую долгосрочную стабильность базовых значений (несколько нТл в год) и разрешение около 0.01 нТл. Температурный коэффициент вариометра составляет 0.2 нТл/К. Данные регистрации компонент геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” размещены на сайте Международной сети INTERMAGNET<sup>1</sup>. Географические координаты обсерватории “Бельск”: 51.837° с.ш., 20.792° в.д.

В настоящей работе в качестве характеристики ионосферы использовались результаты определения критической частоты  $F2$ -слоя на основе анализа ионограмм. Центром космических исследований Польской академии наук высотно-частотное зондирование ионосферы выполняется в г. Варшава с помощью ионозонда VISRC2. Технические характеристики ионозонда: мощность 10 кВт, длительность импульса 100 мс, период дискретизации 5 мкс, разрешение по частоте 25 Гц, аппаратное разделение обыкновенной и необыкновенной компонент. Зондирование выполняется каждые 15 мин. Географические координаты ионозонда: 52.21° с.ш., 21.06° в.д. Ионограммы размещены на сайте Центра космических исследований Польской академии наук<sup>2</sup>.

## МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ДАННЫХ

### Обработка данных геомагнитного мониторинга

Результаты наших предыдущих исследований анализа частотного состава геомагнитных вариаций, зарегистрированных на Геофизической обсерватории “Михнево” Института динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН [Riabova, Shalimov, 2020; Рябова, Шалимов, 2021], свидетельствуют о том, что в спектрах в диапазо-

<sup>1</sup> Сайт Международной сети INTERMAGNET (International RealTime Magnetic Observatory Network): <http://www.intermagnet.org>

<sup>2</sup> Сайт Центра космических исследований Польской академии наук: <http://www.rwc.cbk.waw.pl>

нах, близких к периодам планетарных волн, наиболее ярко проявляются гармоники, соответствующие приливному и планетарным волнам, а также гармоники с модуляционным воздействием проявляются в горизонтальной компоненте геомагнитного поля.

При проведении настоящих исследований в качестве характеристики вариаций геомагнитного поля использовались вариации горизонтальной компоненты геомагнитного поля, вычисленной по данным регистрации северной ( $B_x$ ) и восточной компонент ( $B_y$ ) на обсерватории “Бельск” по формуле:

$$B_h = \sqrt{B_x^2 + B_y^2}.$$

В результате обработки данных геомагнитного мониторинга были сформированы цифровые ряды с дискретизацией 1 мин за два временных интервала (декабрь 2014 г.—февраль 2015 г., декабрь 2018 г.—февраль 2019 г.).

### Обработка и анализ ионограмм

Ионограммы регистрируют следы отражений высокочастотных импульсных радиосигналов, генерируемых ионозондами, от различных слоев ионосферы. Обработка и анализ ионограмм дают информацию о состоянии основных ионосферных слоев ( $F2$ ,  $F1$ ,  $E$ ,  $E_s$ ) [Perrone et al., 2017; Mochalov, Mochalova, 2019] и о высотном профиле электронной концентрации в ионосфере [Scotto, 2009; Scotto et al., 2012].

Наиболее высокая частота, отраженная от какого-либо ионосферного слоя при вертикальном зондировании, называется критической частотой этого слоя (так, для слоя  $F2$ , результаты зондирования которого далее анализируются, критическая частота записывается как  $f_0F2$ ).

С 2008 г. ионозонд VISRC2 снабжен программой автоматической обработки данных Autoscala [Rezzorane et al., 2008; Enell et al., 2016], которая обеспечивает получение основных ионосферных параметров каждые 15 мин.

При проведении настоящих исследований в процессе анализа экспериментальных данных каждая ионограмма подвергалась ручной обработке и интерпретации по методике URSI [Руководство..., 1977]. Следует отметить, что определение ионосферных характеристик, в том числе критической частоты  $F2$ -слоя, часто затруднено. При анализе ионограмм отсутствие измерений или сомнительность в правильности определения характеристики помечается в соответствии с принятыми обозначениями [Wakai et al., 1987].

В результате обработки ионограмм были сформированы неэквидистантные цифровые ряды значений критической частоты  $F2$ -слоя с дискретизацией 15 мин за два временных интервала (де-

кабрь 2014 г.—февраль 2015 г., декабрь 2018 г.—февраль 2019 г.).

### Спектральный анализ

С целью получения информации о частотном составе исследуемых цифровых рядов в настоящей работе использовался спектральный анализ.

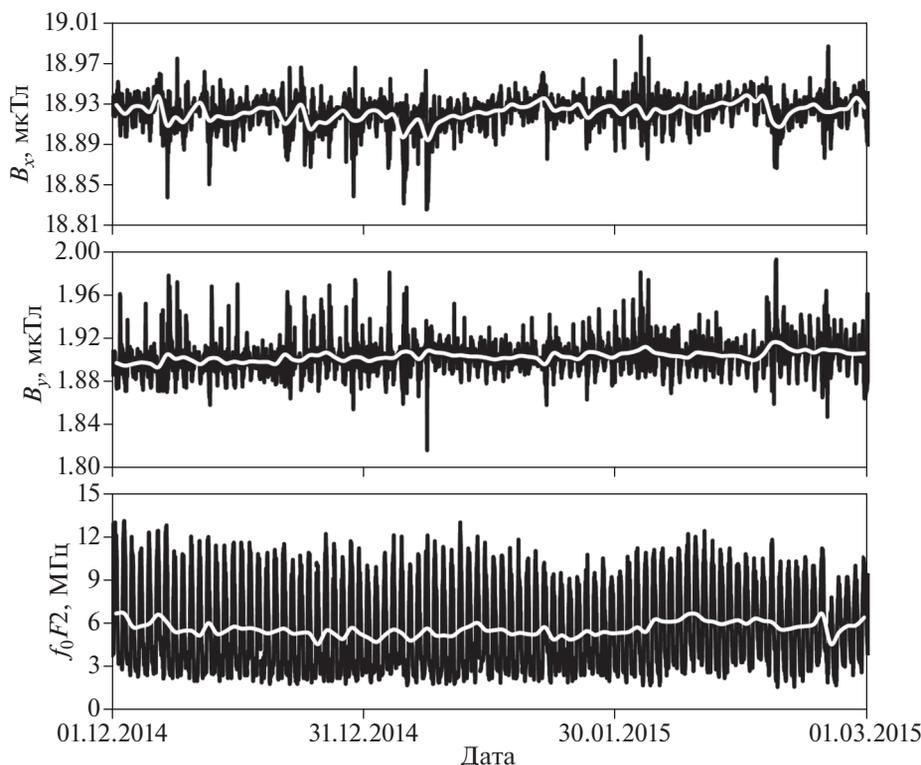
При выполнении спектрального оценивания мы не смогли применить используемый ранее и хорошо зарекомендовавший себя при анализе спектров на частотах, близких к планетарным волнам, параметрический метод на основе авторегрессионной модели [Riabova, Shalimov, 2020; Рябова, Шалимов, 2021], поскольку этот метод применяется только к эквидистантным рядам. Конечно, можно было бы привести наши неэквидистантные ряды к эквидистантному виду, применив, например, методики, описанные в работе [Рябова, Спивак, 2019]. Однако, учитывая количество отчетов, отсутствующих последовательно в цифровых данных значений критической частоты  $F2$ -слоя (с 29.12.2018 г. по 31.12.2018 г. за исключением нескольких периодogramм, данные с ионозонда не были получены), было решено в рамках настоящих исследований применить метод спектрального оценивания неэквидистантных рядов, предложенный Ломбом [Lomb, 1976] и впоследствии модернизированный автором работы [Scargle, 1982]. В основе метода Ломба—Скаргла лежит аппроксимация методом наименьших квадратов ((МНК)-аппроксимация) сигнала гармоническими функциями.

В методе Ломба—Скаргла для ряда  $x_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, n$  рассчитывается нормализованная периодограмма (периодограмма Ломба—Скаргла), определяемая как:

$$I(\omega_j) = \frac{1}{2\sigma^2} \left\{ \frac{\left[ \sum_{i=1}^N (x(t_i) - \bar{x}) \cos[\omega_j(t_i - \tau)] \right]^2}{\sum_{i=1}^N \cos^2[\omega_j(t_i - \tau)]} + \frac{\left[ \sum_{i=1}^N (x(t_i) - \bar{x}) \sin[\omega_j(t_i - \tau)] \right]^2}{\sum_{i=1}^N \sin^2[\omega_j(t_i - \tau)]} \right\},$$

где:  $\omega_j = 2\pi f_j$  — круговая частота;  $\bar{x}$  — среднее значение;  $\sigma^2$  — дисперсия. Характерный масштаб  $\tau$  определяется из соотношения:  $\tau(\omega_j) =$

$$= \frac{1}{2\omega_j} \frac{\sum_{i=1}^N \sin[2\omega_j t_i]}{\sum_{i=1}^N \cos[2\omega_j t_i]}.$$



**Рис. 1.** Вариации  $B_x$ ,  $B_y$  (обсерватория “Бельск”) и  $f_0F2$  (г. Варшава) за период с декабря 2014 г. по февраль 2015 г. Белой линией показаны среднесуточные значения.

Отличительной особенностью метода является то, что оценка данных происходит по самим точкам отсчетов, а не по временным промежуткам, что позволяет сигналу иметь переменный шаг дискретизации.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Анализ временных вариаций

Временные вариации горизонтальных компонент ( $B_x$ ,  $B_y$ ) геомагнитного поля, зарегистрированные на обсерватории “Бельск”, и временные вариации критической частоты  $F2$ -слоя, определенной по данным высотно-частотного ионосферного зондирования в г. Варшава, приведены на рис. 1 за зимний период 2014–2015 гг. и на рис. 2 за зимний период 2018–2019 гг.

В ходе анализа суточных вариаций геомагнитного поля на обсерватории “Бельск” было установлено, что суточный ход, характерный для средних широт в северном полушарии [Рябова, Спивак, 2019; Riabova, 2021], прослеживается в обоих компонентах магнитного поля Земли. В зимний период времени величины  $f_0F2$  меняются в широких пределах, причем в суточном ходе временные вариации  $f_0F2$  достигают максимума в  $\sim 9$ – $12$  UT. Анализ вариаций среднесуточных значений компонент геомагнитного поля и критиче-

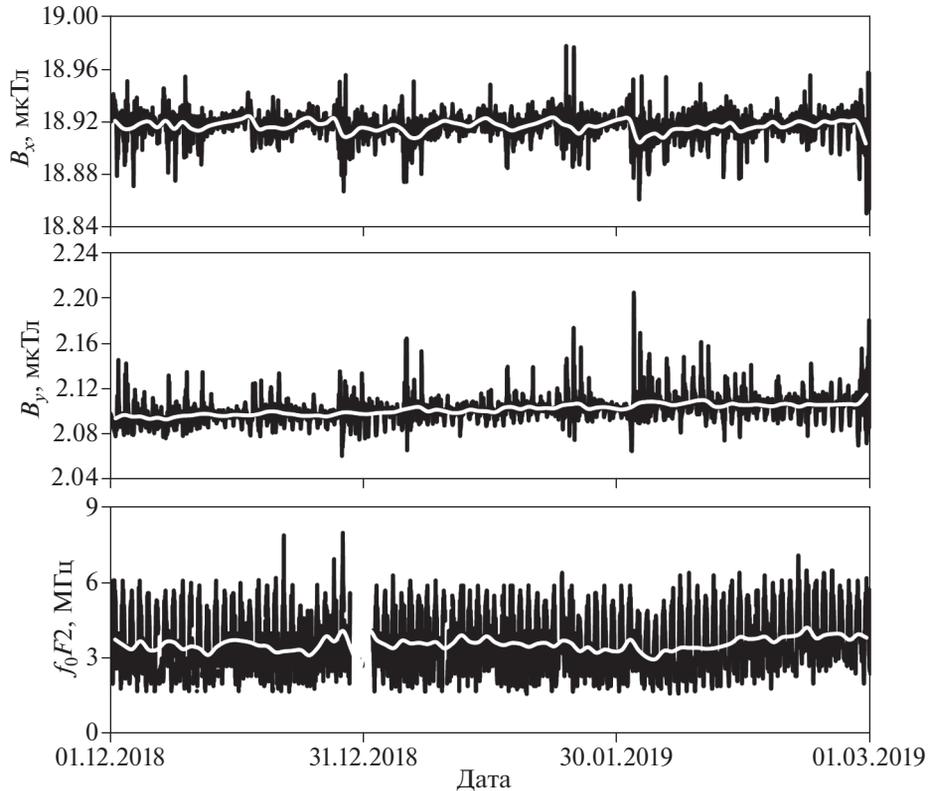
ской частоты  $F2$ -слоя (рис. 1 и рис. 2) демонстрирует сложную картину периодик. Для выделения определенных периодичностей в рассматриваемых цифровых рядах в настоящей работе выполнялось спектральное оценивание.

### Результаты спектрального оценивания

На первом этапе было выполнено сопоставление спектров геомагнитных вариаций, полученных по методу Ломба–Скаргла (в том числе, с искусственно созданным длинным пропуском данных) и по параметрическому методу на основе авторегрессионной модели. В результате тестирования было установлено, что спектры, полученные разными методами, практически совпадают.

Остановимся подробнее на спектрах геомагнитных вариаций ( $B_n$ ) и временных вариаций критической частоты  $F2$ -слоя ( $f_0F2$ ), полученных с применением метода Ломба–Скаргла для спектрального анализа данных с неравномерными отсчетами.

В качестве примера на рис. 3 приведен спектр горизонтальной составляющей геомагнитного поля за период с декабря 2018 г. по февраль 2019 г. Как видно из рис. 3, спектр геомагнитных вариаций в период низкой солнечной активности характеризуется рядом спектральных гармоник в



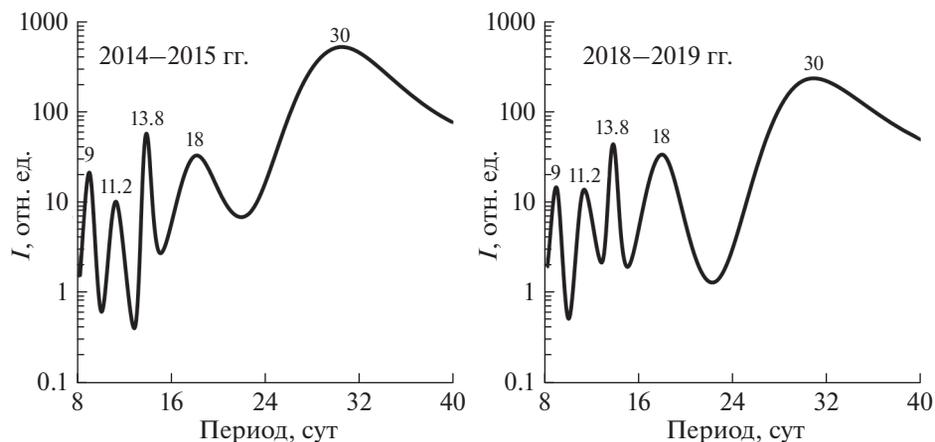
**Рис. 2.** Вариации  $B_x$ ,  $B_y$  (обсерватория “Бельск”) и  $f_0F2$  (г. Варшава) за период с декабря 2018 г. по февраль 2019 г. Белой линией показаны среднесуточные значения.

диапазоне периодов от 8 до 40 сут. Проведем интерпретацию частотного состава геомагнитных вариаций. Самая большая по амплитуде спектральная гармоника с периодом  $\sim 30$  сут соответствует 27 суточной периодичности (период Каррингтона) [Riabova, 2018]. В спектре удастся идентифицировать спектральные пики с периодами  $\sim 13.8$  сут и  $\sim 9$  сут, соответствующими периодам второй и третьей гармоник 27 суточной периодичности, а также пики с периодами  $\sim 18$  сут и  $\sim 11.2$  сут, близкие к периодам квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарных волн соответственно. Заметим, что указанными периодами планетарных волн принято идентифицировать наблюдаемые в тропосфере и стратосфере вариации атмосферных параметров в интервалах 11–21 сут и 7.5–12 сут соответственно [Salby, 1984].

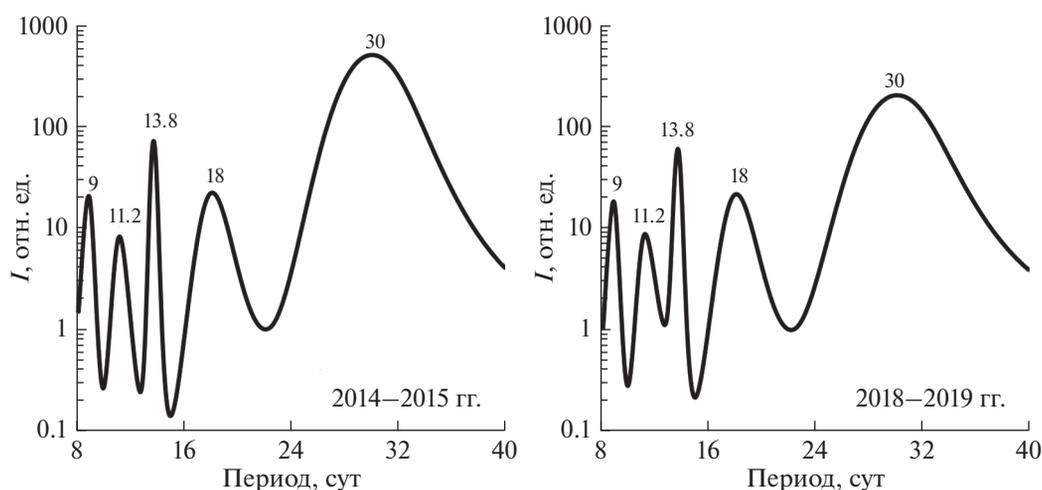
Анализ результатов спектрального оценивания геомагнитных вариаций, зарегистрированных в период с декабря 2014 г. по февраль 2015 г., приведенных на рис. 3, демонстрирует, что в спектре в период максимума 24-ого цикла солнечных пятен в целом проявляются те же гармоники, что и в спектре, рассчитанном за период с декабря 2018 г. по февраль 2019 г. По сравнению со спектром, вычисленным по данным за зимний период 2018–2019 гг., в спектре за зимний период

2014–2015 гг. значительнее проявление 27-суточной периодичности и ее двух гармоник. Интенсивность квази-16-дневной и 10-дневной планетарных волн не зависит от солнечной активности.

Спектральный анализ цифрового ряда значений критической частоты  $F2$ -слоя за зимний период 2018–2019 гг. (рис. 4) выявил следующие спектральные пики: пик ( $\sim 30$  сут), соответствующий 27-суточной периодичности; пики ( $\sim 13.8$  и  $\sim 9$  сут), обусловленные гармониками 27-суточной периодичности; пики с периодами  $\sim 18$  и  $\sim 11.2$  сут, соответствующие квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарным волнам. Аналогичные результаты были получены при спектральном анализе временных вариаций  $f_0F2$  за период с декабря 2014 г. по февраль 2015 г. Периодограмма за зимний период времени приведена на рис. 4. В отличие от спектра за зимний период 2014–2015 гг. пики, соответствующие 27-суточной периодичности и ее гармоникам, проявляются ярче. Как и в случае спектров вариаций горизонтальной компоненты геомагнитного поля, интенсивность спектральных пиков квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарных волн не зависит от солнечной активности.



**Рис. 3.** Периодограммы вариаций горизонтальной компоненты геомагнитного поля, зарегистрированных с 01.12.2014 г. по 28.02.2015 г. и с 01.12.2018 г. по 28.02.2019 г., в диапазоне периодов от 8 до 40 сут.



**Рис. 4.** Периодограммы вариаций  $f_0F_2$ , определенных по ионограммам, полученным с ионозонда в г. Варшава с 01.12.2014 г. по 28.02.2015 г. и с 01.12.2018 г. по 28.02.2019 г., в диапазоне периодов от 8 до 40 сут.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В исследованиях распространения атмосферных 16-дневных и 10-дневных волн до нижней ионосферы (по регистрации магнитных вариаций на среднеширотных станциях [Kohsiek et al., 1995; Рябова, Шалимов, 2020]) была обнаружена задержка (около 1 мес.) между наземными вариациями атмосферного давления и магнитными вариациями тех же периодов в зимний период. Соответствующая вертикальная скорость распространения планетарных волн при этом оценивается приблизительно как  $\sim 3$  км/день.

Такое поведение волны не противоречит различному влиянию восточных и западных ветров на распространение планетарной волны [Charney, Drazin, 1961]. Например, стационарные планетарные волны могут переносить энергию

вверх, но только при наличии западных зональных ветров в стратосфере, имеющих скорость меньше определенного порога (если это не так, то наличие волн даже большой амплитуды в атмосфере ещё не гарантирует их появление на высотах ионосферы). Подобная ситуация имеет место в периоды равноденствия (летом зональные ветры в стратосфере восточные), но ослабляющее действие радиационных и фотохимических процессов сдвигает период наблюдения максимальных амплитуд волн в средней атмосфере на зимний период [Данилов и др., 1987]. Численное моделирование [Salby, 1984] также показало, что амплитуда квази-16-дневных планетарных волн должна быть больше в период местной зимы.

Вместе с тем, как установлено в настоящей работе по результатам вертикального радиозондирования, появление вариаций плотности плазмы

с периодом 10- и 16-дневных волн в верхней ионосфере представляется необъяснимым, если учесть, что моделирование распространения планетарных волн в верхнюю атмосферу [Hagan et al., 1993] и эксперимент [Deng et al., 1997] показывают невозможность проникновения этих возмущений существенно выше 100 км.

Рассмотрим возможные физические процессы, которые могли бы объяснить этот парадокс. Заметим, что регистрируемый на земле магнитный сигнал может зависеть не только от скорости нейтрального ветра, но и от проводимости, которая меняется как в ходе солнечного цикла или при смене дня и ночи, так и в процессе магнитной бури. Действительно, регистрируемые наземными станциями вариации  $H$ -компоненты магнитного поля  $\delta H$  пропорциональны (в пренебрежении продольным током [Rishbath, Garriott, 1969]) плотности ионосферного тока, поэтому можно написать, что:

$$\delta H \sim (\delta\sigma_c E_\lambda + \sigma_c \delta E_\lambda) h,$$

где:  $\sigma_c$  – проводимость Каулинга;  $E_\lambda$  – зональная компонента электрического поля;  $h$  – эффективная толщина токового слоя. Поскольку  $\sigma_c = \sigma_p (1 + \sigma_H^2 / \sigma_p^2)$ , где  $\sigma_{p,H}$  – соответственно педерсеновская и холловская проводимости, и обычно в нижней ионосфере  $\sigma_H \gg \sigma_p$ , а педерсеновская проводимость пропорциональна электронной плотности  $\sigma_p \sim n$ , где  $n$  – плотность плазмы, то получим  $\delta\sigma_c \sim -\delta n / n^2$ . В то же время, в зональное поле вносят вклад внешнее, поляризованное и индукционное поля (полное поле  $\mathbf{E}_t$  равно  $\mathbf{E}_t = (\mathbf{E} + \mathbf{U} \times \mathbf{V})$ , где  $\mathbf{U}$  – скорость ветра) и можно принять, что  $\delta E_\lambda \sim \delta U$ . Таким образом, вариации  $H$ -компоненты магнитного поля могут быть обусловлены преобладающим изменением либо проводимости, либо скорости ветра.

Изменение проводимости ионосферы (за счет изменения плотности ионосферной плазмы) на средних широтах во время магнитных бурь можно связать с возникновением так называемой буревой циркуляции [Серебряков, 1982]. Для спокойных условий вариации электростатического поля в нижней ионосфере ( $E$ -области), обусловленные волновым изменением скорости ветра, достаточно точно отображаются в области  $F$  (с точностью до неоднородностей порядка нескольких км [Kelley, 1989]). Это тем более верно для глобальных масштабов порядка длины 16-дневной волны. В свою очередь, электрические поля в области  $F$  вызывают дрейф заряженных частиц. Если плазма дрейфует вверх, высота максимума слоя повышается, а поскольку по мере увеличения высоты уменьшается скорость рекомбинации ионов, то равновесная концентрация электронов будет уве-

личиваться. Обратная картина будет наблюдаться при дрейфе плазмы, направленном вниз. Таким образом, посредством электромагнитной связи в этом случае могут происходить практически синхронные вариации в нижней и верхней ионосфере.

Другой механизм, который способен объяснить появление вариаций плотности плазмы с периодом 10- и 16-дневной планетарной волны в верхней ионосфере, затрагивает модуляцию планетарными волнами распространяющихся в верхнюю ионосферу приливов. Подобный механизм был предложен для объяснения модуляции приливов 10-дневной планетарной волной [Lawrence, Jarvis, 2001].

Таким образом, результаты проведенных в настоящей работе исследований показывают, что в спектрах временных вариаций геомагнитного поля и критической частоты  $F2$ -слоя в диапазоне планетарных волн в зимний период времени присутствуют как гармоники, связанные с солнечным воздействием, так и гармоники, соответствующие квази-16-дневной и квази-10-дневной планетарным волнам. Специальное исследование по методике, изложенной в работе [Рябова, Шалимов, 2021] и оценивающей временной сдвиг между спектрами в нижней и верхней ионосфере, показало, что для рассмотренных вариаций (с учетом 15-минутного режима радиозондирования ионосферы) максимальный коэффициент корреляции равен 0.52 на сдвиге 1 ч (для данных 2015 г.). Однако для окончательного утверждения о синхронности вариаций этот коэффициент корреляции недостаточен и необходимо проведение дополнительных исследований.

Тем более, что анализируемые спектральные гармоники имеют вполне сопоставимые интенсивности. Это свидетельствует о важности переноса энергии атмосферными волнами на ионосферные высоты и влиянии их на динамические и электродинамические процессы в ионосфере.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев В.С. Теория нелинейных электрических цепей. Учебник для вузов. М.: Радио и связь. 1982. 280 с.
- Данилов А.Д., Казимировский Э.С., Вергасова Г.В., Хачикян Г.Я. Метеорологические эффекты в ионосфере. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 272 с.
- Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / П.В. Медникова. М.: Наука. 1977. 342 с.
- Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные вариации в приповерхностной зоне Земли. М.: Графитекс. 2019. 150 с.
- Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности Земли в диапазоне периодов планетарных волн // Физика Земли. 2021. № 1. С. 51–60.

- Серебряков Б.Е.* Исследование процессов в термосфере во время геомагнитных возмущений // Геомагнетизм и аэронавигация. 1982. Т. 22. № 5. С. 776–781.
- Шалимов С.Л., Ланшин В.М., Халдонис Х.* Структура планетарных возмущений среднеширотной ионосферы по наблюдениям со спутников GPS // Космические исследования. 2006. Т. 44. № 6. С. 483–487.
- Шалимов С.Л.* Атмосферные волны в плазме ионосферы. М.: ИФЗ РАН. 2018. 390 с.
- Apostolov E.M., Altadill D., Alberca L.* Characteristics of quasi-2-day oscillations in the foF2 at northern middle latitudes // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 12163–12171.
- Charney J.G., Drazin P.G.* Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere // J. Geophysical Research. 1961. V. 66. P. 83.
- Deng W., Salah J. E., Clar R. R. et al.* Coordinated global radar observations of tidal and planetary waves in the mesosphere and lower thermosphere during January 20–30, 1993 // J. Geophysical Research. 1997. V. 102. № A4. P. 7307–7318.
- Enell C.-F., Kozlovsky A., Turunen T., Ulich T., Väitalo S., Scotto C., Pezzopane M.* Comparison between manual scaling and Autoscala automatic scaling applied to Sodankylä Geophysical Observatory ionograms // Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems. 2016. V. 5. P. 53–64.  
<https://doi.org/10.5194/gi-5-53-2016>
- Forbes J.M., Leveroni S.* Quasi 16-day oscillation of the ionosphere // Geophysical Research Letters. 1992. V. 19. P. 981–984.
- Forbes J.M., Zhang X.* Quasi 2 day oscillation of the ionosphere: a statistical study // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1997. V. 59. P. 1025–1034.
- Forbes J.M., Palo S.E., Zhang X.* Variability of the ionosphere // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2000. V. 62. № 8. P. 685–693.
- Fraser G.* The 5-day wave and ionospheric absorption // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1977. V. 39. P. 121–124.
- Hagan M.E., Forbes J.M., Vial F.* Numerical investigation of the propagation of the quasi-two-day wave into the lower thermosphere // J. Geophysical Research. 1993. V. 98. P. 23193–23205.
- Jankowski J., Marianiuk J., Ruta A., Sucksdorff C., Kivinen M.* Long-term stability of a torque-balance variometer with photoelectric converters in observatory practice // Surveys in Geophysics. 1984. V. 6. № 3–4. P. 367–380.
- Lawrence A.R., Jarvis M.J.* Initial comparisons of planetary waves in the stratosphere, mesosphere and ionosphere over Antarctica // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. P. 203–206.
- Kelley M.C.* The Earth's ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics, Academic Press. 1989. 487 p.
- Kohsiek A., Glassmeier K.H., Hirooka T.* Periods of planetary waves in geomagnetic variations // Annales Geophysicae. 1995. V. 13. P. 168–176.
- Lomb N.R.* Least-squares frequency analysis of unequally spaced data // Astrophysical and Space. Science. 1976. V. 39. P. 447–462.
- Mochalov V., Mochalova A.* Extraction of ionosphere parameters in ionograms using deep learning. Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquake Precursors. 2019. V. 127.  
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/201912701004>
- Perrone L., Mikhailov A., Cesaroni C., Alfonsi L., De Santis A., Pezzopane M., Scotto C.* Long-term variations of the upper atmosphere parameters on Rome ionosonde observations and their interpretation // Journal of Space Weather and Space Climate. 2017. V. 7. A21.  
<https://doi.org/10.1051/swsc/2017021>
- Pezzopane M., Scotto C., Stanislawska I., Juchnikowski G.* Autoscala applied at the Ionospheric Station of Warsaw. Ionosonde Network Advisory Group Bulletin 69. 2008. [http://www.sws.bom.gov.au/IPSHosted/INAG/web-69/2008/inag\\_warsaw.pdf](http://www.sws.bom.gov.au/IPSHosted/INAG/web-69/2008/inag_warsaw.pdf)
- Riabova S.A.* Features of geomagnetic field variations mid-latitude observatories in range of period and half-period of Carrington. 20th Science and Applied Research Conference on Oil and Gas Geological Exploration and Development Geomodel 2018. Conference Paper. 2018. <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=94171>
- Riabova S.A.* Geomagnetic diurnal variation at Mikhnevo geophysical observatory // Processes in GeoMedia. 2021. Springer Geology. V. II. P. 389–398.
- Riabova S.A., Shalimov S.L.* Features of geomagnetic variations in the period range from 12 to 17 days according to the Mikhnevo Observatory. Proceedings SPIE. Vol. 11560. 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 115607J (12 November 2020). <https://doi.org/10.1117/12.2575699>
- Rishbeth H., Garriott O.K.* Introduction to ionospheric physics. Academic press. 1969. 304 p.
- Salby M.L.* Survey of planetary-scale traveling waves: the state of theory and observations // Rev. Geophys. Space Phys. 1984. V. 22. P. 209–236.
- Scargle J.D.* Studies in astronomical time series analysis II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly sampled data // Astrophysical J. 1982. V. 263. № 2. P. 835–853.
- Scotto C.* Electron density profile calculation technique for Autoscala ionogram analysis // Advances in Space Research. 2009. V. 44. P. 756–766.
- Scotto C., Pezzopane M., Zolesi B.* Estimating the vertical electron density profile from an ionogram: On the passage from true to virtual heights via the target function method // Radio Science. 2012. V. 47. RS1007.  
<https://doi.org/10.1029/2011RS004833>
- Wakai N., Ohya H., Koizumi T.* Manual of ionogram scaling. 3rd edn. Japan: Radio Research Laboratory. Ministry of Posts and Telecommunications. 1987. 119 p.

## On the Variations in the Parameters of the Ionospheric Plasma Observed by the Ionosonde and by Magnetic Station in the Range of Periods of Planetary Waves

S. A. Riabova<sup>a,b,\*</sup> and S. L. Shalimov<sup>b,c,\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Россия*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Россия*

<sup>c</sup>*Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Россия*

\**e-mail: riabovasa@mail.ru*

\*\**e-mail: pmsk7@mail.ru*

Variations of the geomagnetic field and  $F2$ -layer critical frequency in the range of periods of planetary waves in winter are analyzed. The measurements conducted by a magnetometer and by vertical radio sounding ionosonde at the nearby Belsk and Warsaw stations provided the records of the variations in the ionospheric current in the lower ionosphere and variations in plasma density in the upper ionosphere, respectively. Spectral estimation is carried out for winter 2018–2019 when solar activity was low and for winter 2014–2015 when solar activity was high. The presence of practically synchronous variations in the above range of periods is established in the records by the ground magnetic station and in the measurements of  $F2$  layer critical frequency. The spectra of the time variations of the geomagnetic field and  $F2$  layer critical frequency in the range of planetary waves in winter contain the harmonics associated with solar activity and the harmonics corresponding to the quasi-16-day and quasi-10-day planetary waves. The mechanism of the formation of the 16- and 10-day variations in the upper ionosphere is proposed.

*Keywords:* planetary waves, variations in ionospheric plasma density, variations in the Earth's magnetic field, modulation, lunisolar tide