

УДК 550.388.2

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В ПЕРИОД КРУПНЕЙШЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ СПЕЦИАЛЬНЫХ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ РАДИОСИГНАЛОВ

© 2022 г. М. А. Титова<sup>1, \*</sup>, В. И. Захаров<sup>2, 4, 5</sup>, С. А. Пулинец<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн  
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

<sup>2</sup>Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

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

<sup>4</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН), г. Москва, Россия

<sup>5</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия

\*e-mail: marititova@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.02.2022 г.

После доработки 18.07.2022 г.

Принята к публикации 20.07.2022 г.

Проведен комплексный региональный анализ данных GPS-наблюдений на наземных станциях приема спутниковых радиосигналов для крупнейшего (M 7.0) землетрясения, произошедшего в начале января 2010 г. на о-ве Гаити. Станции приема радиосигналов, совместно используемые в данной работе, принадлежат двум глобальным (IGS и UNAVCO) сетям. Обработан обширный статистический материал пространственно-временных измерений, а именно, более 5 миллионов отсчетов фазы радиосигналов. Дифференцированные программно-алгоритмические методы обработки данных спутниковых радиосигналов позволили выделить неоднородные структуры ионосферы и рассмотреть характеристики их распределений по времени и пространству. При помощи геофизического анализа осуществлена привязка выделенных неоднородных структур ионосферы к топографической карте местности. Рассчитаны статистические характеристики отклонений и распределений выделенных ионосферных структур от границ литосферных плит. Сейсмособытия развивались в спокойных геомагнитных условиях, абсолютная величина *Dst*-индекса не превышала 20 нТл, что позволило рассмотреть ионосферные проявления атмосферно-литосферных связей в исследуемый период. Для достоверного геофизического анализа были использованы данные обновленной цифровой модели границ литосферных плит.

DOI: 10.31857/S0016794022060153

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Ионосфера является составной частью атмосферы Земли. Возникновение структурных ионосферных аномалий, влияние неоднородностей ионосферы на распространение радиоволн представляют единство важной и актуальной задачи для исследования, поскольку имеют научное и практическое значение в области физики верхней атмосферы и радиофизики. Исследования ионосферы последних лет доказывают, что сильные метеорологические и литосферные возмущения, например, тайфуны, песчаные бури, землетрясения, могут оказывать влияние на ионосферу Земли [Пулинец и др., 1998; Гохберг и Шалимов, 2004; Афраймович и Перевалова, 2006; Исаев и др., 2010]. Мониторинг состояния ионосферы в современных условиях необходим в задачах оперативного

прогноза опасных метео- и сейсмоявлений [Ware et al., 2001], повышении точности радиотехнических измерений [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Яковлев, 1998].

Магнитуда произошедшего 12 января 2010 г. в 21:53:10 UTC с координатами эпицентра 18.443° N, 72.571° W землетрясения по данным USGS (U.S. Geological Survey) составила M 7.0. Такая мощность землетрясения позволяет рассмотреть свойства неоднородных структур ионосферы и механизмы литосферно-атмосферно-ионосферного взаимодействия [Титова и др., 2019]. Данные механизмы взаимодействия, благодаря сложной взаимосвязи между ионосферой и нижней атмосферой, недостаточно изучены в настоящее время. Принято рассматривать несколько основных механизмов воздействия на ионосферу в качестве возможных:

1) волновой механизм [Монин и Яглом, 1967; Госсард и Хук, 1978; Hocke and Schlegel, 1996; Shalimov and Gokhberg, 1998; Гохберг и Шалимов, 2004], 2) электромагнитный механизм формирования возмущений ионосферы [Намгаладзе, 2007], 3) механизм проникновения электрического поля в ионосферу связан с возникновением электрического поля в приземном слое атмосферы и проникновением его вверх в ионосферу [Pulinets and Ouzhouov, 2011], 4) механизм вертикального переноса зарядов сторонним электрическим током, плотность которого на несколько порядков превышает фоновое значение [Sorokin et al., 2005].

Такое положение в теории говорит о необходимости постоянного всестороннего изучения взаимосвязи между ионосферой и нижней атмосферой различными способами, в том числе спутникового мониторинга.

Проведенный в работе [Титова и др., 2019] анализ изменения параметра степенного спада спектра ионосферных неоднородностей, имеющих скорости, соответствующие акустико-гравитационным волнам (от 300 до 1200 м/с) показал, что его отклонения от среднего значения служат индикатором возмущенности ионосферы в период землетрясения. Параметр степенного спада спектра ионосферных неоднородностей обладает локальным экстремумом в период 05–06 ч 13 января 2010 г., что соответствует отклику ионосферы непосредственно на землетрясение. Однако обнаружение АГВ, генерируемых в области будущего эпицентра землетрясения, с использованием только спектральных характеристик вряд ли возможно [Афраймович и Перевалова, 2006]. Поэтому следующим шагом является привлечение современных методов пространственно-временной обработки данных.

Целью работы является исследование литосферно-ионосферных проявлений, а именно, ионосферных неоднородностей, напрямую не связанных с гелио- и геомагнитной активностью, выделенных над Карибской литосферной плитой во время сильного землетрясения в январе 2010 г., при последовательном дифференцированном использовании общеизвестных специальных методов и программных алгоритмов обработки радиотехнической и геофизической информации об условиях распространения спутниковых радиосигналов.

## 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

### 2.1. Метод выделения ионосферной составляющей из радиотехнических измерений на сети приемников ГНСС

Для исследования изменчивости ионосферы используются глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС). Данные системы поз-

воляют определить полное электронное содержание (ПЭС, или англ. *TEC* – total electron content) – количество свободных электронов в столбе единичного сечения, вдоль пути распространения от спутника до приемника, в ионосфере [Афраймович и Перевалова, 2006]. Двухчастотный метод позволяет выделить из радиосигналов и изучить ионосферную составляющую, (*TEC units*,  $1 \text{ TECU} = 10^{16} \text{ электрон/м}^2$ ):

$$\text{TEC} = -\frac{1}{40.4} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2) + K + nL], \quad (1)$$

где  $f_1$  и  $f_2$  – соответствующие рабочие частоты;  $L_1 \lambda_1, L_2 \lambda_2$  – дополнительные пути радиосигналов, обусловленные фазовым запаздыванием в ионосфере, м;  $L_1$  и  $L_2$  – число полных оборотов фазы на соответствующих рабочих частотах;  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  – длины волн, м;  $K$  – константа неоднозначности определения фазы;  $nL$  – погрешности определения фазового пути. Погрешность в определении вариаций ПЭС от фазовых измерений по формуле (1) составляет менее 0.1% относительно фоновой концентрации [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Куницын и др., 2007]; однако абсолютное значение ПЭС в этом случае неизвестно. Ряды значений наклонного ПЭС приводятся к эквивалентным вертикальным значениям с целью нормировки амплитуды возмущения и определения координат подионосферных точек с использованием известной методики [Klobuchar, 1986]:

$$\text{VTEC} = \text{TEC} \cos \left[ \arcsin \left( \frac{R_E}{R_E + h_{\max}} \cos \theta_s \right) \right], \quad (2)$$

где  $R_E$  – радиус Земли;  $h_{\max}$  – высота максимума F2-слоя ионосферы;  $\theta_s$  – угол места луча на НИСЗ, отсчитываемый от поверхности Земли.

Ряды ПЭС подвергаются фильтрации для получения изучаемой флуктуационной компоненты (отклонений от средних значений). Величина окна фильтра высокочастотного шума составляет период менее 3–5 мин [Афраймович и Перевалова, 2006; Захаров и др., 2008]. В работе использовалась оценка скорости изменения параметра ПЭС по времени, т.е. производной, а не сами значения ПЭС для исключения в (1) неопределенности начальной фазы регистрируемых сигналов [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Афраймович и Перевалова, 2006; Захаров и др., 2008]. Наряду с полным электронным содержанием, использованы данные только о фазовых вариациях на частоте  $L_1$  для увеличения статистической значимости оценок. Отметим, что для анализа использовалась производная фазы  $L_1$ , поскольку амплитуда излучаемого на этой частоте сигнала системы GPS больше, а сбоев меньше, чем у  $L_2$  [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Захаров и др., 2008, 2016; Ясюкевич и др., 2015].

## 2.2. Метод GPS-интерферометрии для исследования ионосферы

Возможности, которые предоставляет пространственный GPS-интерферометр [Афраймович и Перевалова, 2006; Pi et al., 1997], используются, чтобы определить направление и скорость перемещения ионосферных возмущений литосферного и метеорологического происхождения в рассматриваемом регионе Земли.

GPS-интерферометр состоит из трех приемников в разнесенных точках пространства. Расположение станций такого интерферометра соответствует направлениям север–юг, запад–восток. Расстояния между станциями должны быть менее 50–100 км [Афраймович и Перевалова, 2006; Захаров и др., 2008], что позволяет использовать приближение плоского фронта волнового возмущения при обработке данных. Наземные станции, объединенные, с соблюдением вышеизложенных условий, по три из общего количества станций, расположенных в одном географическом регионе, формируют единую измерительную региональную ячейку подсети. Количество таких сформированных ячеек подсети зависит от плотности станций, размещенных в регионе. Первичными данными являются ряды значений наклонного ПЭС, определенные для каждой станции в ячейке подсети, а также соответствующие им ряды значений угла места и азимута направления на спутник. Выделенные на каждой станции вариации используются для корреляционной обработки при детектировании неоднородностей ионосферы в рассматриваемом регионе. Для исключения вариаций регулярной ионосферы, а также трендов, внесенных движением спутников, используются специальные процедуры цифровой фильтрации данных менее 5 мин [Афраймович и Перевалова, 2006; Захаров и др., 2008; Титова и др., 2019]. Метод имеет ракурсную зависимость амплитуды исследуемого сигнала от направления визирования на навигационный ИСЗ [Mercier, 1986].

Изменения в поведении радиосигналов и связанных с ними рядов значений ПЭС при условии, что приемник не зафиксировал первичных данных с длительными пропусками и сбоями [Захаров и др., 2016], вызваны наличием неоднородностей в ионосфере.

Указанный способ обработки реализован в пакете CRASS GPS [Захаров и др., 2008].

После выделения волновой структуры, для ее идентификации, мы используем кластерный анализ, применяемый в геофизике для структуризации данных по определенным признакам [Захаров и Будников, 2012].

## 2.3. Метод кластерного анализа по модифицированному алгоритму $k$ -средних

Кластерный анализ [Дюран и Оделл, 1977] представляет собой многомерную статистическую процедуру, содержащую внутри себя информацию о выборке объектов, и затем упорядочивание этих объектов в сравнительно однородные группы. В процедуре кластерного анализа результаты отдельных наблюдений представляются точками некоторого геометрического пространства [Захаров и Будников, 2012]. Сами кластеры можно обозначить в качестве выделенных непрерывных областей пространства с относительно высокой плотностью точек, отделенных от других аналогичных областей, таким пространством, которое содержит относительно низкую плотность точек [Дюран и Оделл, 1977; Захаров и Будников, 2012].

В данной работе с помощью кластерного анализа осуществляется классификация тождественных неоднородных структур ионосферы, которые были выделены методом GPS-интерферометрии различными ячейками GPS-приемников. В качестве параметров для кластерного анализа выбраны четыре признака: первые два – географические координаты, третий – направление движения неоднородной структуры и четвертый – время наблюдения структуры ячейками сети, подробнее см. [Захаров и Будников, 2012].

Общеизвестное действие итеративного алгоритма  $k$ -средних следующее: он стремится минимизировать суммарное квадратичное отклонение точек кластеров от центров этих кластеров, сама кластеризация происходит за счет смещения этих центров.

$$V = \sum_{i=1}^k \sum_{x_j \in S_i} (x_j - \mu_i)^2, \quad (3)$$

где  $k$  – число кластеров;  $S_i$  – полученные кластеры;  $I = 1, 2, \dots, k$ ;  $\mu_i$  – центры масс векторов  $x_j$ , принадлежащих  $S_i$ . Алгоритм завершается, когда на какой-то итерации не происходит изменение кластеров. У алгоритма  $k$ -средних существуют известные недостатки [Захаров и Будников, 2012].

Для устранения недостатков используется модифицированный алгоритм  $k$ -средних, реализованный в работе [Захаров и Будников, 2012]. Модификация производится за счет специального выбора первичного разбиения. Начальное число кластеров задается как половина объема исследуемой выборки. Инициализация алгоритма производится статистически значимое число раз от 30 до 100 [Захаров и Будников, 2012; Ясюкевич и др., 2015]. Многомерная фильтрация данных позволяет получать устойчивые оценки параметров конкретной выделяемой структуры. Способ обработки был реализован в пакете CRASS GPS, подробнее в [Захаров и Будников, 2012].

#### 2.4. Выбор расчетного периода мониторинга для рассматриваемого сейсмического события

Землетрясения, как правило, не бывают единичными, они группируются в пространстве и времени. Исследования пространственно-временных закономерностей в проявлениях сейсмической активности [Гайский, 1970; Лютиков и Родина, 2013] позволяют решить прикладной вопрос выбора необходимого расчетного периода и необходимой географической площади мониторинга, иными словами, задать достаточные границы для регионального мониторинга. Для лучшего понимания приведем несколько основных понятий, используемых на этом этапе работы. Под сейсмическим режимом какой-либо области подразумевается совокупность землетрясений этой области, рассматриваемая в пространстве и во времени. Сейсмический режим изображается в пространстве совокупностью точек, расположенных дискретно. Задачей изучения сейсмического режима является анализ особенностей расположения точек в пространстве и установления закономерностей, которым это распределение подчиняется [Гайский, 1970]. Рой землетрясений – группа, в которой нет выделяющегося магнитудой главного толчка, но присутствуют два и более землетрясения с близкими магнитудами [ГОСТ, 2017]. Сейсмическая активность, количественная мера сейсмического режима на рассматриваемой территории за определенное время наблюдения. Главными характеристиками очага землетрясения являются координаты  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$  гипоцентра, время возникновения землетрясения  $t$  и его сейсмическая энергия  $E$ , т. е. энергия сейсмических волн, излучаемая областью очага. Таким образом, каждое землетрясение можно представить точкой в некотором пятимерном пространстве  $\Pi(\varphi, \lambda, h, t, E)$ . Анализ можно проводить посредством исследования некоторых частных вспомогательных функций отдельных аргументов при фиксированном значении остальных [Гайский, 1970]. Наиболее полной характеристикой сейсмического режима является плотность  $N_{\varphi, \lambda, h, E, t}$  землетрясений в пространстве  $\Pi$  [Гайский, 1970]

$$N_{\varphi, \lambda, h, E, t} = \frac{dN}{d\Pi}, \quad (4)$$

где  $d\Pi$  – элементарный объем пространства  $\Pi$ ;  $dN$  – число точек-землетрясений в объеме  $d\Pi$ .

$$N = \int_{\Omega} N_{\varphi, \lambda, h, E, t} d\Pi \quad (5)$$

называют обычно повторяемостью землетрясений в некоторой области пространства  $\Omega$ . Одной из упомянутых частных функций сейсмического режима является функция  $N(E)$  при фиксированных интервалах  $\Delta\varphi$ ,  $\Delta\lambda$ ,  $\Delta h$  и  $\Delta t$ , данная зависимость рассматривается как одна из важнейших характеристик сейсмического режима исследуе-

мого района при количественном описании сейсмичности [Гайский, 1970]. Энергия перемещается в среде вместе с возмущением, что учитывается при выборе расчетного периода наблюдений. Сейсмическая энергия землетрясения может быть измерена непосредственно по скоростным сейсмограммам и преобразована в магнитуду  $M_w$  по шкале моментной величины, определенной Kanamori [1977]. Шкала магнитуды момента (MMS) обозначается через  $M_w$ , где  $w$  обозначает работу, энергию, и обычно подразумевается с использованием единственного  $M$  для магнитуды, является мерой магнитуды землетрясения, напрямую, в отличие от других шкал, связанной с энергией землетрясения [Kanamori, 1977]. Стандартно используется USGS – Геологической службой США [Earthquake Magnitude, Energy Release, and Shaking Intensity: [сайт]. URL: (<https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/science/>); GCMT (Catalog) Lamont-Doherty Earth Observatory Global CMT project, New York, USA: [сайт]. URL: (<https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/catalog/gcmt/>); Global CMT Catalog Search: [сайт]. URL: (<https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)] для сообщения о крупных землетрясениях (обычно  $M > 4$ ). Данные по магнитуде представлены в открытом доступе (U.S. Geological Survey: [сайт]. URL: (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes>)). Энергия землетрясения рассчитана по формуле [Kanamori, 1977]

$$M_w = \frac{2}{3} \lg E_s - 3.2, \quad (6)$$

где  $E_s$  – сейсмическая энергия в Дж.

По энергии землетрясения определяется энергетический класс землетрясения  $k_0 = \lg E_s$ , к нему при этом относят число землетрясений, у которых логарифм энергии сейсмических волн приходится на интервал  $(k_0 - 0.5; k_0 + 0.5)$ . Нормированная повторяемость землетрясений определенного класса названа сейсмической активностью [Гайский, 1970]. Поскольку в этой работе период мониторинга, используя сейсмологическую терминологию, относится к краткосрочным интервалам наблюдений за сейсмической активностью в данном районе земного шара, то имеющаяся выборка из 83 сейсмических событий показала целесообразность представления данных в качестве двух распределений: изменения энергии землетрясения во времени и их количество за каждые сутки наблюдения. Распределение количества событий по суткам обнаружило следующую зависимость. Выявлены такие сутки, в которых содержатся группы событий, не выделяющиеся магнитудой главного толчка, но в них присутствуют два и более землетрясения с близкими магнитудами (рой землетрясений). Вместе с тем землетрясения, энергия которых относительно среднего значения распределяется от некоторых минимальных

значений до максимальных за определенный временной интервал, могут быть объединены в группы цикличности. Такое поведение отдельных событий с  $M > 4$ , представленное сгруппированным, показывает повторяемость за определенное количество суток: 10 дней, 5 дней, 3 дня до основного удара и 3 дня после него.

Серия форшоков, которая предшествует основному толчку, а затем зарегистрированные афтершоки после основного толчка оконтуривают очаговую область пространства, определяют выбор периода мониторинга значимых событий [Лютиков и Родина, 2013].

### 2.5. Геофизический анализ

Результаты, полученные после использования методов GPS-интерферометрии, кластерного анализа, требуют качественной и количественной систематизации для понимания их геофизической сути. Для этого был осуществлен геофизический анализ с применением обновленной цифровой модели границ литосферных плит [Bird,

2003]. Произведя географическую привязку, полученных кластерным анализом волновых структур, к топографической карте местности, следующим шагом необходимо вычислить минимальные горизонтальные расстояния между выделенными ионосферными неоднородностями (взятых в проекции на поверхность Земли) и границами литосферных плит. Полученное выражение в [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Gade, 2010] дает результат в виде выражения арккосинуса, см. первую часть (7). Однако, как обсуждалось в [Gade, 2010], реализация, определяющая угол из арккосинуса, создаст численные проблемы для малых углов. Поэтому для определения расстояния между двумя точками на поверхности Земли, использована функция арксинуса, см. вторую часть (7). Формула определяет расстояние по дуге большого круга между двумя точками на сфере с учетом их долготы и широты. Важный в навигации, это частный случай более общей формулы сферической тригонометрии, закона гаверсинусов  $\text{hav}(\theta) = \sin^2(\theta/2)$ , который связывает стороны и углы сферических треугольников [Gade, 2010].

$$D_{AB} = \arccos(\sin(\lambda_A)\sin(\lambda_B) + \cos(\lambda_A)\cos(\lambda_B)\cos(\mu_A - \mu_B)) R_E = 2 \arcsin\left(\sqrt{\sin^2\left(\frac{\lambda_A - \lambda_B}{2}\right) + \cos(\lambda_A)\cos(\lambda_B)\sin^2\left(\frac{\mu_A - \mu_B}{2}\right)}\right) R_E, \quad (7)$$

где  $D_{AB}$  — расстояние между координатами проекции выделенной ионосферной структуры на поверхность Земли и границей литосферной плиты из обновленной цифровой модели, опубликованной в [Bird, 2003];  $\lambda_A$  и  $\lambda_B$  — их широты;  $\mu_A$  и  $\mu_B$  — их долготы. Погрешность вычислений может достигать до 1% в связи с колебаниями радиуса Земли в разных точках планеты.

В цифровом формате обновленной модели границ литосферных плит и орогенов данные содержатся в виде последовательности дискретных точек, расстояния между соседними точками не длиннее 111 км ( $1^\circ$ ), ошибка округления в месторасположениях не превышает  $\pm 60$  м [Bird, 2003]. Учитывая изложенное, интервал дальности между проекцией выделенной ионосферной структуры на поверхность Земли и ближайшими к ней границей литосферной плиты или орогенами задается меньше либо равным  $1^\circ$  в заданном азимуте, в  $k$  не пересекающихся полосах одинаковой площади.

Сейсмические поверхностные волны Рэлея, скорости которых велики по сравнению со скоростью звука в атмосфере, могут излучать акустические волны. Задача о генерации горизонтально распространяющейся сейсмической волной акустической волны в атмосфере аналогична задаче о генерации электромагнитных волн в среде заря-

женной частицей [Куницын и др., 2011; Шалимов и др., 2019]. При этом излучается атмосферная волна под углом, который определяется из дисперсионного уравнения для атмосферных волн соотношением

$$\cos^2 \phi = \frac{k_{\perp}^2}{k_{\perp}^2 M^2 - \frac{1}{4H^2} \left(1 - \frac{4(\gamma - 1)}{M^2 \gamma^2}\right)}, \quad (8)$$

где  $M$  — число Маха (отношение скорости сейсмической волны к скорости звука);  $k_{\perp}$  — горизонтальная компонента волнового вектора;  $H$  — высота однородной атмосферы;  $\gamma = c_p/c_v$  [Куницын и др., 2011]. При высоте однородной атмосферы  $H \approx 8$  км, скорости сейсмической поверхностной волны  $v$  порядка 3 км/с, периода  $T$  волны Рэлея 20 с, волновой вектор  $k_{\perp} \approx 2\pi/vT$ ; число Маха  $M \approx 10$ , волновой вектор возбуждаемой акустической волны будет направлен практически вертикально  $\phi \approx 86^\circ$ . В свою очередь, сгенерированные литосферными сейсмическими волнами от землетрясения атмосферные акустико-гравитационные волны, особенно интенсивны в верхних слоях атмосферы с малой плотностью и ионосфере, где посредством столкновений нейтральных и заряженных частиц приводят в движение ионосферную плазму [Шалимов и др., 2019]. Поскольку плотность атмосферы экспоненциально умень-

шается с высотой, то при сохранении энергии возмущения амплитуда волн увеличивается по мере распространения вверх. Благодаря этому в ионосфере возможна регистрация атмосферных возмущений, которые слабо различимы на фоне атмосферных шумов в приземном слое [Гохберг и Шалимов, 2004; Шалимов и др., 2019].

Угол между точками с координатами границ литосферных плит, орогенов как возможных источников возмущения и точками с ионосферными координатами для неоднородных структур, зарегистрированных на основе кластерного анализа, вычисляется в рамках модели ионосферы GPS (высота слоя ионосферы 350 км), произведя тригонометрические преобразования для расчета неоднородных структур и подионосферных проекций неоднородных структур ионосферы. Иными словами, зная координаты литосферных границ, ионосферных проекций, подионосферных проекций неоднородных структур, вычислив расстояния между ними, вычисляются углы.

### 2.6. Статистический анализ

Статистический анализ позволяет дать количественную и качественную итоговые оценки для выделенных неоднородных структур как отклика в ионосфере на сейсмическую активность в регионе. Получив в ходе геофизического анализа расстояния между выделенными в ионосфере неоднородными структурами и ближайшими к ним литосферными границами или орогенами, имеет значение рассмотреть их распределение относительно конкретных границ соприкосновения литосферных плит, например, Карибской и Северо-Американской плит, Карибской и Кокос и др. Рассмотреть их распределение по классам границ: океанические и континентальные разломы, субдукции. Для этого определим численные характеристики. Обозначим  $N_i$  – число подионосферных проекций неоднородных структур ионосферы, зарегистрированных на основе кластерного анализа, приходящихся на конкретную границу литосферной плиты, на конкретный класс границы в течение времени наблюдения  $T$ ;  $S_i$  – общее число подионосферных проекций неоднородных структур ионосферы, зарегистрированных на основе кластерного анализа в течение времени наблюдения  $T$ ;  $P_i$  – повторяемость неоднородных структур ионосферы, зарегистрированных на основе кластерного анализа приходящихся на конкретную границу литосферной плиты, на конкретный класс границы в течение времени наблюдения  $T$ :

$$P_i = \frac{N_i(T)}{S_i(T)} \times 100\%. \quad (9)$$

Распределение по ориентированию границ литосферных плит, горизонтальной удаленности каждой неоднородной структуры от литосферной границы или орогена удобно представить совместно на круговой диаграмме, применяя для этого полярные координаты. Круговая диаграмма содержит равные секторы. Число секторов зависит от количества литосферных границ плит в выбранном регионе. Каждой границе соприкосновения литосферных плит, границе смены подстилающей поверхности (прибрежной линии), когда это имеет сравнительную значимость статистических результатов в дни 12 и 13 января 2010 г. соответствует определенный сектор на диаграмме. Все полученные секторы внутри себя содержат равные составляющие части. Единица измерения полярного угла принимается по аналогии из военной сферы, представляющая собой долю радиана ( $0.07$  рад или  $4.01^\circ$ ), с таким расчетом, чтобы каждый сектор состоял из равных частей, цена деления составляет десятые доли километра внутри каждого сектора. Например, в секторе Карибской и Северо-Американской плит возьмем радиус-вектор  $60$  км, он соответствует нулевому повороту, один поворот на  $0.07$  рад соответствует  $60.1$  км и так до  $60.9$  км. Аналогично во всех секторах. Это позволяет наглядно представить плотность распределения удаленности выделенных неоднородных структур от границ литосферных плит, выражаясь военной терминологией – кучность, что в свою очередь дает количественную оценку удаленности расположения неоднородных структур относительно всех литосферных границ. Иными словами, данное представление статистических результатов делает наглядно понятным на какое расстояние приходится наибольшее количество выделенных структур по всем секторам в целом.

### 3. ДАННЫЕ

Данные глобальных специализированных сетей станций IGS (International Geophysical Survey) и UNAVCO (University Navstar Consortium) были использованы в данной работе. Их станции наземного базирования позволяют получать достаточно разрешение по пространству [Титова и др., 2019]. Для регионального анализа методом GPS-радиоинтерферометрии было обработаны данные от 67 станций. Временное разрешение данных, представленных в свободном доступе в формате RINEX, составляет 30 с. Обработана обширная статистическая база пространственно-временных измерений: более 5 миллионов отсчетов фазы радиосигналов на обеих рабочих частотах.

Данные о землетрясениях за рассматриваемый период, полученные из базы USGS – Геологической службы США: [сайт]. URL: (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes>), данные обновленной

цифровой модели границ литосферных плит [Bird, 2003] были использованы в работе. Совместно с ними данные о геомагнитной активности из мирового центра WDC, Kyoto: [сайт]. URL: (<http://wdc.kugi.kuoto-u.ac.jp/dstae>) были применены в этой работе.

По данным USGS в период 01–15 января 2010 г. зарегистрировано 83 землетрясения с  $M > 4$ . Геомагнитная обстановка в указанный период была в целом невозмущенной по данным WDC, Kyoto, абсолютная величина *Dst*-индекса не превышала 20 нТл.

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

На рисунке 1 показана временная зависимость логарифма энергии, рассчитанная по формуле (6). Шаг дискретизации 6 ч. Тонкие горизонтальные прямые задают положение величины выборочной дисперсии относительно среднего значения, отмеченного жирной горизонтальной прямой на графике. Штриховой линией на графике отмечено время основного удара. Видно, что в районе землетрясения накапливается энергия порядка 10 ПДж ( $10^{15}$  Дж). Штрихпунктирными линиями разграничены периоды, в которых наблюдается цикличность землетрясений от наименьших значений до наибольших относительно среднего значения в течение определенного количества дней. В первом периоде наблюдается рой землетрясений, из которого у одного землетрясения величина энергии достигает значения верхней границы выборочной дисперсии и является наибольшим значением  $10^{12}$  Дж на выбранном интервале, наименьшим значением энергии  $10^{10}$  Дж на этом же интервале обладает предшествующее землетрясение. Затем наступают дни, когда величина энергии землетрясений убывает, а потом вновь возрастает, достигая наибольшего значения в следующем интервале. Таким образом, первый интервал дней (в сутках), в котором наблюдались периодичность величины энергии землетрясения, получился с 02 по 06 января. Второй интервал с 07 по 09 января. В период с 09 января по 11 января наблюдаются спокойные дни – третий интервал. Отдельным интервалом выделен день основного землетрясения 12 января. Начиная с 13 января до 15 января наблюдается серия афтершоков, среди которых трудно выделить наибольшее и наименьшее значение энергии, но в целом величина энергии землетрясений в эти сутки убывает, что задает пятый интервал наблюдения. На рисунке 2 показана суточная сейсмическая активность землетрясения с  $M > 4$ , исходя из выбранных пяти интервалов наблюдения. Первый интервал наблюдений начинается отсчет сейсмичности за 10 дней до основного толчка и продолжается в течение 5 сут, число событий в нем было менее десяти. Второй интервал наблюдений начинается за 5 дней до основного

толчка в течение 2 сут, включает число событий так же менее десяти. Следующий интервал сейсмичности начинается за 3 дня до основного удара в течение 3 сут, в нем было отмечено всего одно событие. Четвертый интервал наблюдений: в день основного удара произошло 13 сейсмособытий. Пятый интервал сейсмичности – первый день после основного удара в течение 3 сут число сейсмособытий увеличилось до 60.

Итак, основному толчку предшествовала серия форшоков, начавшихся 02 января с  $M 4.2$  и продолжавшихся с нарастающей интенсивностью до 09 января. Землетрясение  $M 5.1$  было зафиксировано 11 января 2010 г. После основного толчка 12 января 2010 г. было зарегистрировано более шестидесяти афтершоков с  $M 4.2$  и выше. Число событий с  $M > 4$  стало убывать до  $M < 4$  в течение 3 сут после основного удара до 16 января. Такая сейсмическая активность, оконтуривающая очаговую область пространства по форшокам первых и афтершокам завершающих событий, определяет период мониторинга не менее 15 дней значимых событий [Лютиков и Родина, 2013].

В ходе обработки рядов спутниковых данных соответствующие им неоднородности были выделены для каждого дня наблюдений. Например, рис. 3 показывает в системе географических координат подионосферные точки (проекции соответствующих ионосферных точек на поверхность Земли), выделенные 09 января 2010 г., используя метод GPS-интерферометрии, но до применения к ним кластеризации. Отметим, что 09 января является спокойным днем после продолжительной серии форшоков. Подионосферные точки получены в результате обратной трассировки луча заданного волновым вектором выделенной структуры в предположении, что высота максимума слоя *F2* составляет 350 км. На карте рис. 3 наглядно представлены скопления неоднородностей, обладающих близкими свойствами. Далее для каждого дня был проведен кластерный анализ. Сходные структуры были выделены, неустойчиво детектируемые неоднородности исключены, согласно алгоритму, изложенному в работе [Захаров и Будников, 2012]. На рисунке 3 и далее на рис. 4, рис. 6, выходящий из объектов, которые обозначены круглыми ахроматическими точками, луч задает направление движения структуры. Длина луча пропорциональна скорости кластеров неоднородных структур. Размеры криволинейных сегментов на данных рисунках, как и в работе [Захаров и Будников, 2012], содержат оценку дисперсии скорости и направление движения кластера. Овалами указаны географические области, которые сравниваются между собой на разных рисунках, чтобы выявить схожесть предполагаемых литосферных источников, спровоцировавших возмущения в ионосфере. На рисунках 3, 4, 6 квадра-

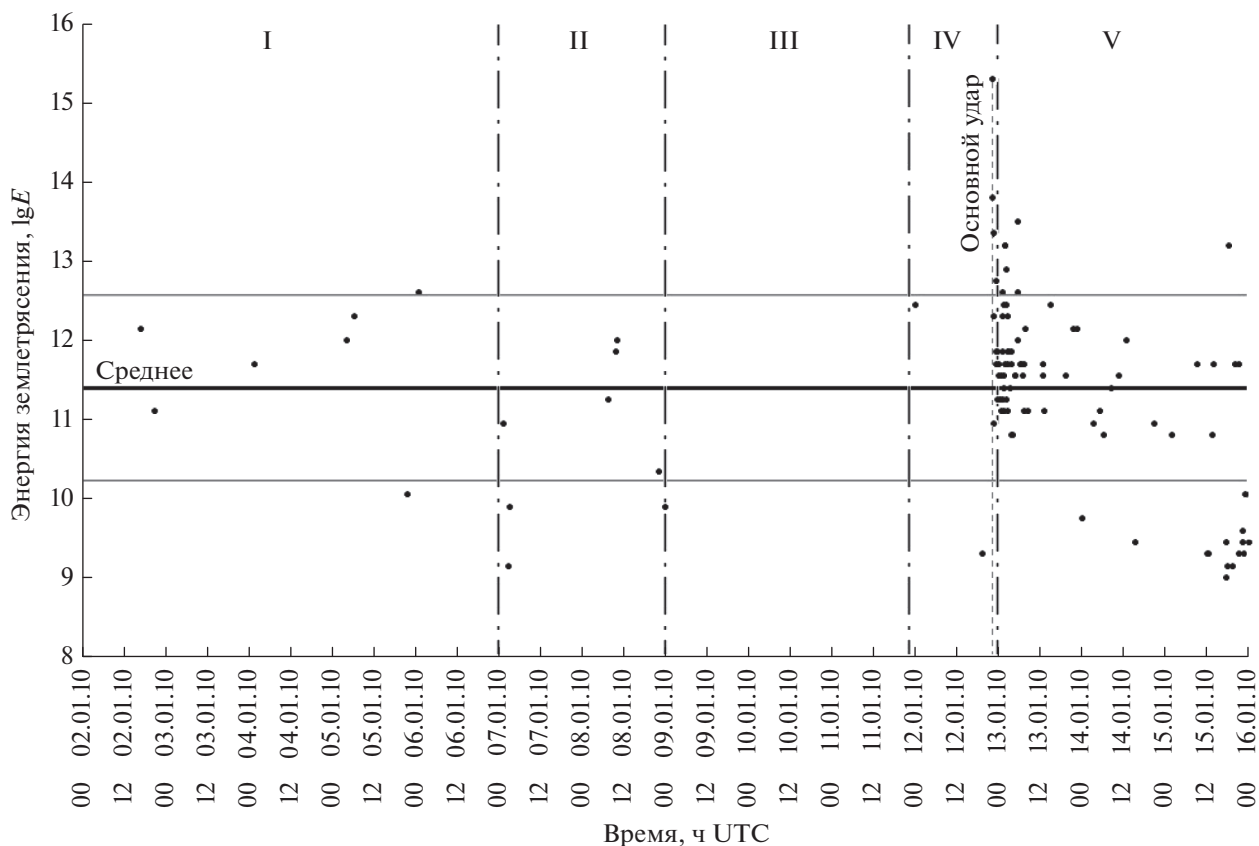


Рис. 1. Временная зависимость энергии землетрясений в период 02–16 января 2010 г.

тами разных размеров обозначены географические координаты сейсмических толчков различной мощности.

На рисунке 4 в системе географических координат показаны результаты непосредственно в день землетрясения 12 января 2010 г. Получено, что в период (04–08) UTC выделяются две кластерные структуры, идущие практически одинаково на юго-запад с одинаковыми скоростями ( $430 \pm 70$ ) м/с. Одна неоднородная структура выделена в период (08–12) UTC, распространяющаяся в том же направлении со скоростью ( $350 \pm 60$ ) м/с. Наконец, в период (20–24) UTC, т.е. в период основного землетрясения, удалось выделить ионосферную неоднородную структуру, распространяющуюся на северо-восток со скоростью порядка ( $1200 \pm 460$ ) м/с. Скорости распространения соответствуют акустико-гравитационным параметрам в верхней атмосфере.

На рисунке 5 в полярных координатах представлено количественное распределение выделенных неоднородных структур ионосферы, которые обозначены ахроматическими точками на предыдущем рис. 4, от ближайших к ним границ литосферных плит и побережья залива. Расстояние задано в км по полярной оси. Не все получен-

ные неоднородные структуры ионосферы, которые обозначены точками на предыдущем рисунке, расположены вблизи стыков литосферных плит, разломов. Поэтому на рис. 5 приводятся характеристики расстояний для тех неоднородных структур, которые были выделены именно в окрестностях границ литосферных плит и разломов, побережья залива – резкой смены подстилающей поверхности. Видно, что неоднородные структуры ионосферы распределены на расстояниях, близких к зоне разлома – Enriquillo Plantain Garden fault zone (*EPGF*), к зоне разлома – Hispaniola fault (*HF*), в области Мексиканского залива (*Gulf of Mexico*) и у его побережья. Расстояния до *EPGF* составляют 5.13 км, 16.23 км для структур, выделенных в периоды, соответственно (04–08) UTC и (08–12) UTC. Расстояние от выделенной кластерной структуры до *HF* составляет 17.7 км в период (20–24) UTC. Расстояния от неоднородных ионосферных структур до побережья Мексиканского залива составляют величины от менее 1 км до 26.7 км, выделенных в течение всего дня.

Таким образом, угол распространения возбуждаемой акустической волны близок к значениям  $\sim 86.72^\circ - 89.18^\circ$  для 12 января 2010 г.



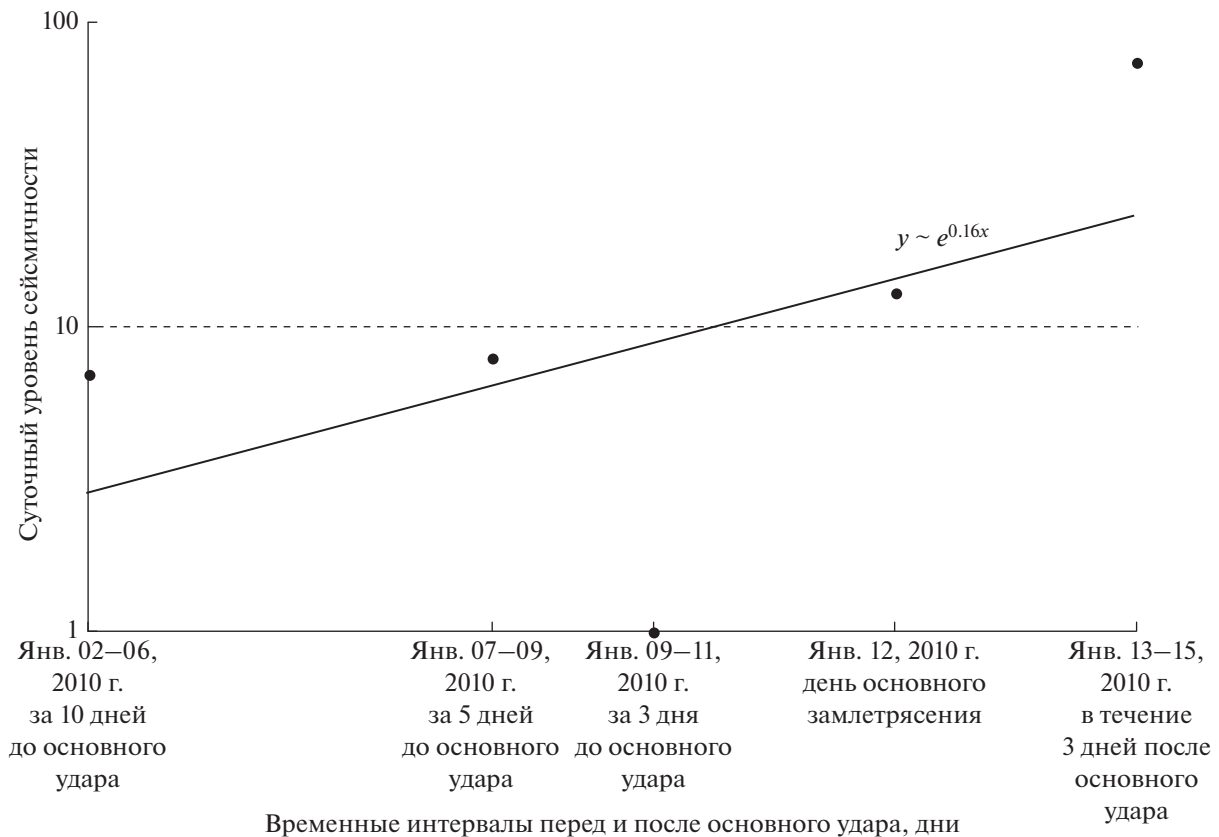


Рис. 2. Сейсмическая активность в период 02–16 января 2010 г.

На рисунке 6 показан следующий день наблюдений 13 января 2010 г. в системе географических координат. Кластерный анализ, в пределах указанной точности, позволяет выделить одну структуру, связанную с событиями на о-ве Гаити. Эта неоднородная структура распространяется на юго-запад в период (08–12) UTC. В области Наветренных Антильских островов Карибского бассейна, отмеченной эллипсом, получилось выделить 13 января 2010 г. значительно больше структур, чем для этой области 12 января 2010 г. на рис. 4. В пределах граничной области Карибской литосферной плиты и Северных Анд (CA–ND) удалось выделить одну структуру, связанную с зоной субдукции. Данная структура распространяется на юго-запад в тот же период (08–12) UTC. Выделяются структуры, как и в предыдущий день, в Мексиканском заливе и у его побережья.

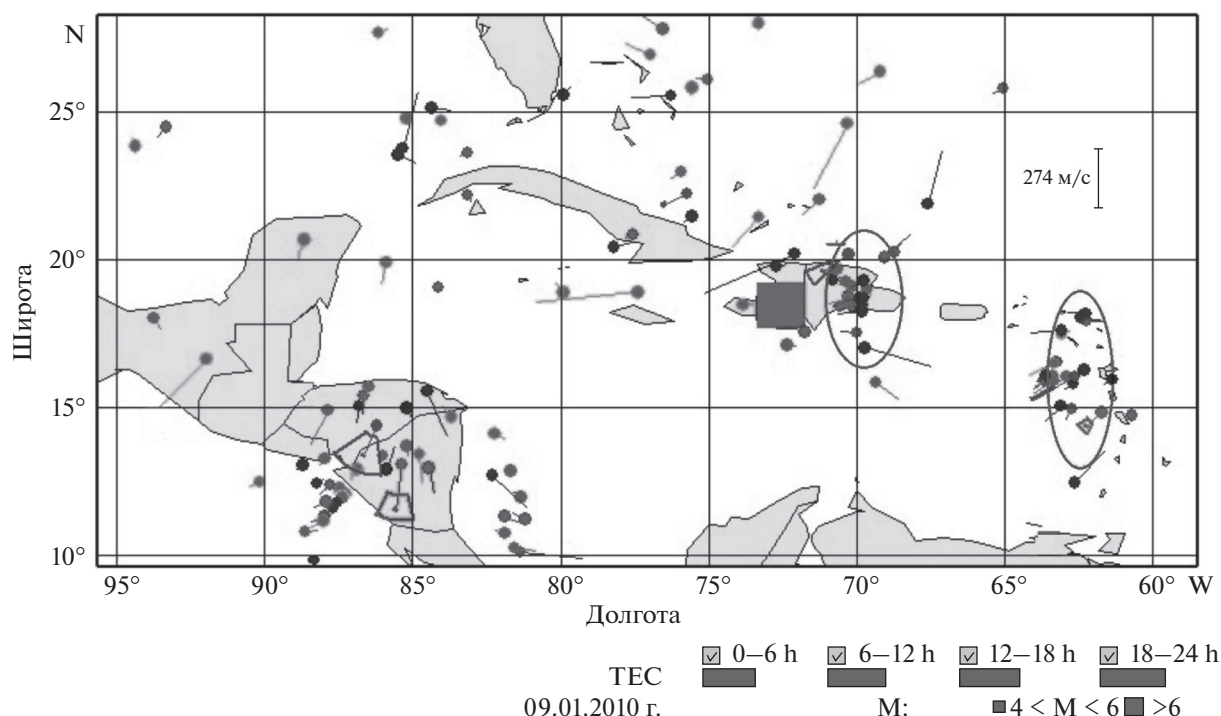
В полярных координатах, на рис. 7 представлено количественное распределение выявленных неоднородных структур ионосферы из рис. 6. По полярной оси расстояние задано в км. Видно, что расстояние до EPGF составляет 63.7 км, расстояние до литосферной границы CA–ND составляет 77.39 км для неоднородных структур, выделенных в период (08–12) UTC. Расстояния до побережья Мексиканского залива составляют ве-

личины от менее 1 км до 87.28 км для неоднородных ионосферных структур, выделенных в течение всего дня.

Для 13 января распространение возбуждаемой акустической волны от литосферных источников так же близко к вертикальному, угол распространения  $\sim 77.12^\circ - 89.18^\circ$ .

Интерпретация полученных результатов за весь период мониторинга и особенности топологии исследуемого региона представлены на рис. 8 в системе географических координат. Все неоднородные ионосферные структуры, которые были определены в результате кластеризации, обозначены на рис. 8 черным цветом. Данные обновленной цифровой модели о границах плит по классам [Bird, 2003] показаны на рис. 8 кружками ахроматических цветов — белый и все оттенки серого цвета. В основном неоднородные ионосферные структуры распределены согласно тектоническим границам Карибской плиты и орографическим объектам.

В полярных координатах на рис. 9 расстояние отложено в км по полярной оси. Рисунок 9 демонстрирует продолжение анализа результатов, показанных на рис. 8, качественное и количественное распределение расстояний, на которых



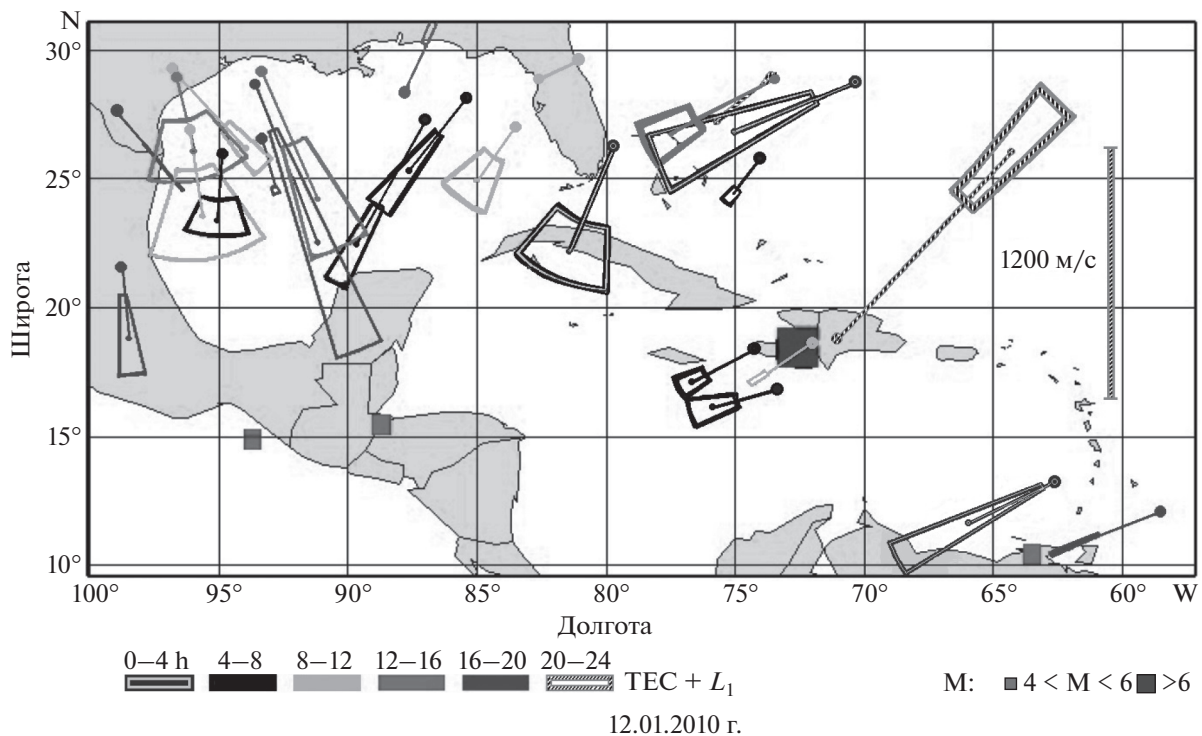
**Рис. 3.** Неоднородные структуры ионосферы, выделенные 09 января 2010 г. Ахроматическая дифференциация структур, обозначенных здесь точками, соответствует интервалам времени, в которые они выделены. Лучи задают направление движения структур. Длина лучей пропорциональна скорости неоднородных структур. Овалами указаны, во-первых, кластеры, которые можно обозначить в качестве выделенных непрерывных областей пространства с относительно высокой плотностью объектов, отделенных от других областей, таким пространством, которое содержит относительно низкую плотность объектов. Во-вторых, географические области, которые сравниваются между собой на разных рисунках, чтобы далее выявить схожесть предполагаемых литосферных источников, спровоцировавших возмущения в ионосфере. Прямоугольник отмечает эпицентр основного толчка землетрясения.

удалены неоднородные ионосферные структуры, выявленные за весь период мониторинга, от границ литосферных плит. На данном рис. 9, во-первых, получено, что наибольшая плотность неоднородных структур ионосферы приходится на граничную область Карибской литосферной плиты и Североамериканской плиты (CA–NA) в целом и на ту ее часть, которая образует границы микроплиты – the Gonave Microplate, а именно, на зону разлома – Enriquillo Plantain Garden fault zone (EPGF), и на зону разлома – Septentrional fault zone (SFZ). Заметно меньшая плотность локализации неоднородных структур относительно границ прочих литосферных плит. Во-вторых, устойчиво выделились три области расстояний, по которым распределяются неоднородные структуры ионосферы: от менее 1 до 20 км, от 20 до 70 км, от 70 до 110 км. Наибольшая локализация неоднородных ионосферных структур от границ литосферных плит в интервале расстояний от 20 до 70 км – 55%. На интервалы расстояний менее 1 до 20 км приходится 17%, от 70 до 110 км приходится 28% точек.

Таким образом, угол распространения возбуждаемой акустической волны от вероятных лито-

сферных источников в целом для периода мониторинга имеет значения  $\sim 73^\circ\text{--}89^\circ$ .

На рисунке 10 представлено количественное распределение неоднородных структур ионосферы по классам границ литосферных плит за весь период мониторинга. По оси абсцисс совместно представлены два ряда полученных результатов, выраженные через гистограммы значений. Первый ряд – это классы границ плит: континентальный трансформный разлом (CTF), океаническая конвергентная граница (OCB), зона субдукции (SUB) и др. Каждый класс показан отдельным цветом: черным, серым, белым, а также оттенками серого цвета. Расшифровка всех классов приведена в легенде на рисунке справа. Второй ряд результатов – это количество литосферных плит, граничащих с Карибской литосферной плитой. Аббревиатуры литосферных плит, характер взаимодействия плит относительно друг друга непосредственно приведены под осью абсцисс. Скольжение показано через наличие в аббревиатуре литосферных плит знака “–”, движение одной плиты на другую показывает знак “/”, если правая плита опускается под левую плиту и, наоборот, показывает знак “\”. Каждая литосфер-



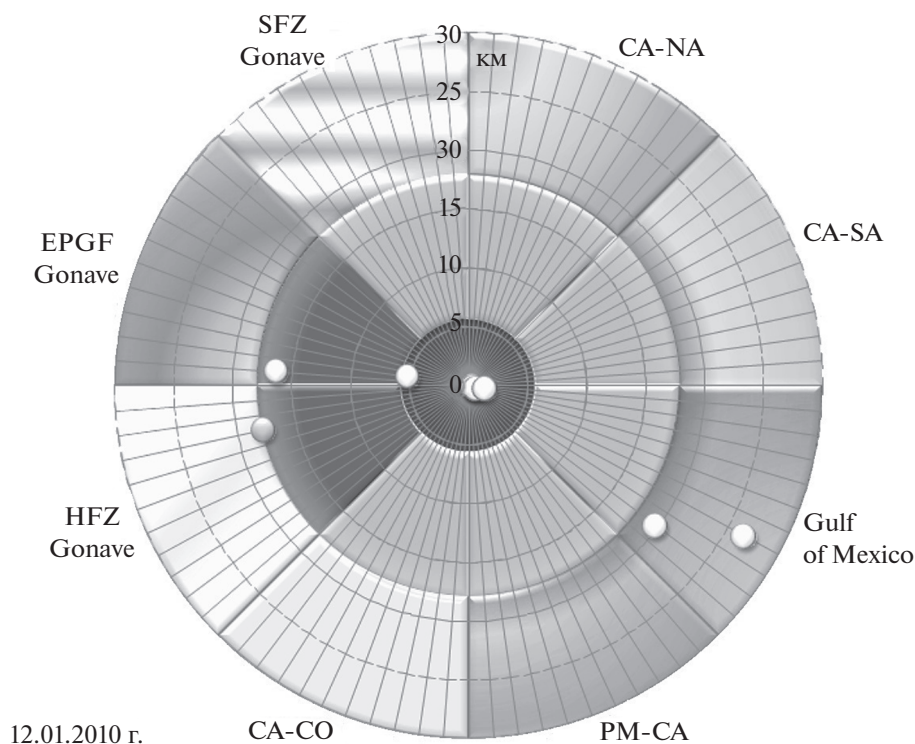
**Рис. 4.** Неоднородные структуры ионосферы, зарегистрированные на основе кластерного анализа для 12 января 2010 г. Ахроматическая и штрихованная дифференциация структур, обозначенных здесь точками, соответствует интервалам времени, в которые они выделены. Направление задает азимут движения неоднородных структур, длина вектора пропорциональна скорости. Размеры криволинейных сегментов содержат оценку дисперсии скорости и направление движения кластера. Наряду с полным электронным содержанием, использованы данные только о фазовых вариациях на частоте  $L_1$  для увеличения статистической значимости оценок. Прямоугольники показывают координаты сейсмических событий, размеры пропорциональны магнитуде толчков.

ная плита показана оттенком серого цвета. Полностью наименования литосферных плит так же приведены под осью абсцисс. Геологическое строение плиты включает различные классы: разломы, субдукция и пр. Количество классов, присутствующих каждой конкретной плите, характеризуется шириной столбца гистограммы второго ряда по оси абсцисс. Повторяемость распределения неоднородных ионосферных структур по классам границ плит и в целом по областям самих плит приведена по оси ординат. На центральную область землетрясения пришлось 33% всех неоднородных ионосферных структур, на область границы Карибской литосферной плиты и Североамериканской плиты ( $CA-NA$ ) пришлось 32%. На граничную область Панамской плиты и Карибской плиты ( $PM-CA$ ) распределение неоднородных ионосферных структур составило 13%, на граничную область Карибской плиты и Кокосовой плиты ( $CA/CO$ ) – 12%. На граничную область Карибской плиты и Северных Анд ( $CA\backslash ND$ ) – 8%, на граничную область Карибской плиты и Южноамериканской плиты ( $CA/SA$ ,  $CA-SA$ ) распределение неоднородных структур ионосферы составило 2%. В центральной области землетрясения

основная величина распределения неоднородных структур ионосферы приходится на континентальные разломы до 15%. В области  $CA-NA$  неоднородные структуры ионосферы в основном локализованы над континентальной рифтовой границей, над океаническими разломами на них приходится по 11.5%. Доминирует в области  $PM-CA$  океаническая конвергентная граница, на нее неоднородных ионосферных структур приходится 9%. В области  $CA/CO$  единственной является зона субдукции, 12% неоднородных структур ионосферы приходится на нее. Наибольшая повторяемость в области  $CA\backslash ND$  для неоднородных структур ионосферы пришлась также на зону субдукции – 6%.

Для удобства сравнения результаты представлены в табл. 1.

На рисунке 11 представлено частотное распределение в целом неоднородных структур ионосферы по классам границ литосферных плит за весь период мониторинга. По оси абсцисс представлены классы границ плит. Расшифровка всех классов приведена в легенде на рисунке справа. По оси ординат показано повторяемость распределения неоднородных структур ионосферы.



**Рис. 5.** Распределение расстояний от детектированных неоднородных структур ионосферы 12 января 2010 г. до ближайших литосферных границ. Дифференцированными цветами, охватывающими на диаграмме  $2\pi$  радиан, демонстрируются расстояния, на которые приходится различная плотность — “кучность” выделенных структур по всем секторам в целом. Отличающиеся составные ахроматических цвета внутри секторов демонстрируют распределения расстояний, на которые приходится различная плотность выделенных структур для конкретного сектора.

Видно, что на зону субдукции пришлось 18% неоднородных структур ионосферы, на континентальные разломы *EPGF* и *SFZ* в центральной области землетрясения по 16%, на океаническую конвергентную границу — 11.5% неоднородных ионосферных структур и т.д.

На рисунке 12 показано статистическое распределение неоднородных структур ионосферы, обнаруженных методами GPS-интерферометрии, кластерного анализа на выбранной наблюдательной сети, по областям литосферных плит, по орографическим объектам Карибского бассейна. Из рисунка 12 видно, что значительная часть — 46%, ионосферных неоднородностей географически связана с местами орографических возмущений.

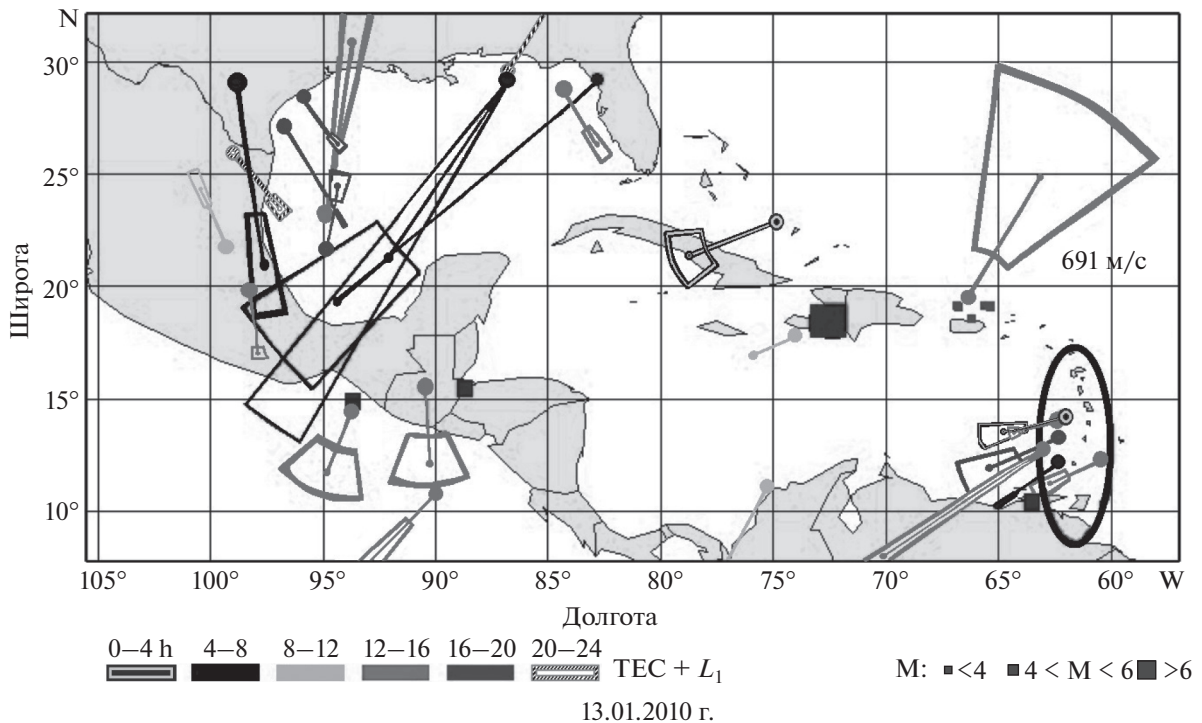
Вышеуказанные рисунки (1–12) представляют результаты, полученные методами GPS-интерферометрии, кластерного анализа, геофизического анализа, статистического анализа. Дополнительный интерес представляет рис. 13, который демонстрирует совмещенные данные в выбранном географическом регионе. Моделирование очага землетрясения и косейсмические смещения земной поверхности, представленные научным сообществом UNAVCO (Community Geophysical Event

Response —  $M_w = 7$  Haiti Earthquake 1/12/2010: [сайт]. URL: <https://www.unavco.org/highlights/2010/M7-Haiti.html>) и результаты, полученные нами при детектировании неоднородных структур ионосферы в день землетрясения 12 января 2010 г.

На рисунке 13 для нас наибольшую ценность представляют такие данные, продемонстрированные со стороны научного сообщества UNAVCO, как результирующие косейсмические смещения, полученные по оценкам положения ГНСС-антенны до и после смещения. Результаты показаны черными стрелками, берущими свое начало от координат расположения станций GPS.

Для лучшего понимания обозначений на рис. 13, подробнее опишем конкретные результаты, которые послужили для получения результирующих косейсмических смещений на данном рисунке.

Реконструкция смещений в плоскости разрыва производилась по сетке размером  $18 \times 10$  узлов (по простиранию и по падению, соответственно) с шагом по сетки  $5 \times 3$  км. Плоскость разрыва в виде прямоугольной черной сетки на белом фоне показана в центре на рис. 13. Цвет внутри ячеек сетки отражает величины горизонтальных смещений, шкала соответствий указана внизу под основным полем рисунка. В интервале глубин 6–



**Рис. 6.** Ионосферные неоднородности, выделенные на основе кластерного анализа для 13 января 2010 г. Ахроматическая и штрихованная дифференциация структур, обозначенных здесь точками, соответствует интервалам наблюдений в различные часы, в которые эти структуры были детектированы. Направление задает азимут движения неоднородных структур, длина вектора пропорциональна скорости. Размеры криволинейных сегментов содержат оценку дисперсии скорости и направление движения кластера. Наряду с полным электронным содержанием, использованы данные только о фазовых вариациях на частоте  $L_1$  для увеличения статистической значимости оценок. Прямоугольники показывают координаты сейсмособытий, их размеры пропорциональны магнитуде толчков. Овалом показана географическая область, которая сравнивается между собой на разных рисунках, чтобы выявить схожесть предполагаемых литосферных источников, спровоцировавших возмущения в ионосфере.

9 км выделяются области максимальных смещений, величины которых достигают порядка 5 м. Значимые смещения в очаге землетрясения проявились на расстоянии 40–50 км по простиранию и 6–12 км по падению. Более подробно это видно на отдельном графике, представленном в публикации (Community Geophysical Event Response –  $M_w = 7$  Haiti Earthquake 1/12/2010: [сайт]. URL: <https://www.unavco.org/highlights/2010/M7-Haiti.html>).

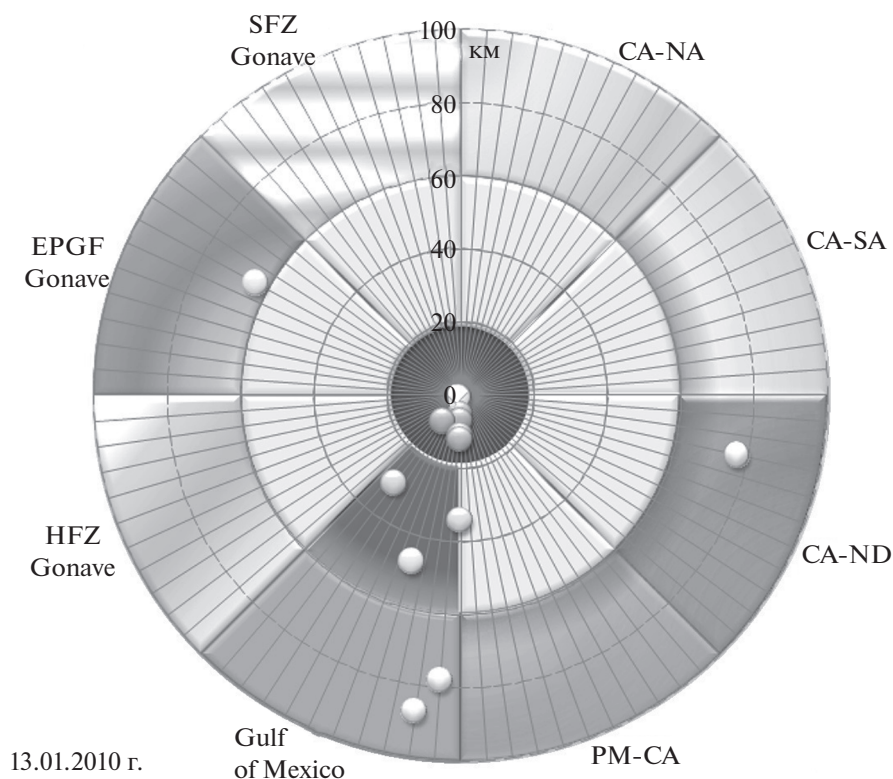
Косейсмические смещения земной поверхности также показаны на рис. 13. Черный и белый цвета, а также весь спектр серого между ними задают величину вертикального поднятия и опускания. Порядок величины вертикальных смещений достиг 20 см. Результирующие косейсмические смещения, полученные по оценкам положения ГНСС-антенны до и после смещения, показаны черными стрелками.

Объединение данных косейсмических смещений с координатами ионосферных неоднородных структур, полученных в результате кластерного анализа для 12 января 2010 г., обнаруживают зави-

симость с направлениями смещений в указанном географическом интервале.

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ

Прежде чем обсудить полученные результаты, стоит предварительно сказать, что в литературе имеется достаточное число работ, посвященных пониманию механизма формирования акустико-гравитационных волн [Row, 1967; Госсард и Хук, 1978; Гершман и др., 1984; Афраймович и Перевалова, 2006; Куницын и др., 2007, 2015]. На распространение АГВ влияет стратификация атмосферы, наиболее устойчивыми оказываются волны с периодами, совпадающими с собственными частотами, соответствующим частотам Брента–Вяйсяля (~0.2–2 мГц) [Афраймович и Перевалова, 2006; Гохберг и Шалимов, 2004]. Для параметров атмосферы на ионосферных высотах характерные частоты АГВ лежат ниже резонансных частот, с периодами от нескольких минут до 2–3 ч, имеют скорости распространения ниже скорости звука на этих высотах, от 300 до 1200 м/с [Госсард и Хук, 1978; Гершман и др., 1984].



**Рис. 7.** Распределение расстояний от детектированных неоднородных структур ионосферы 13 января 2010 г. до ближайших литосферных границ. Дифференцированными цветами, охватывающими на диаграмме  $2\pi$  радиан, демонстрируются расстояния, на которые приходится различная плотность – “кучность” выделенных структур по всем секторам в целом. Отличающиеся составные ахроматических цвета внутри секторов демонстрируют распределения расстояний, на которые приходится различная плотность выделенных структур для конкретного сектора.

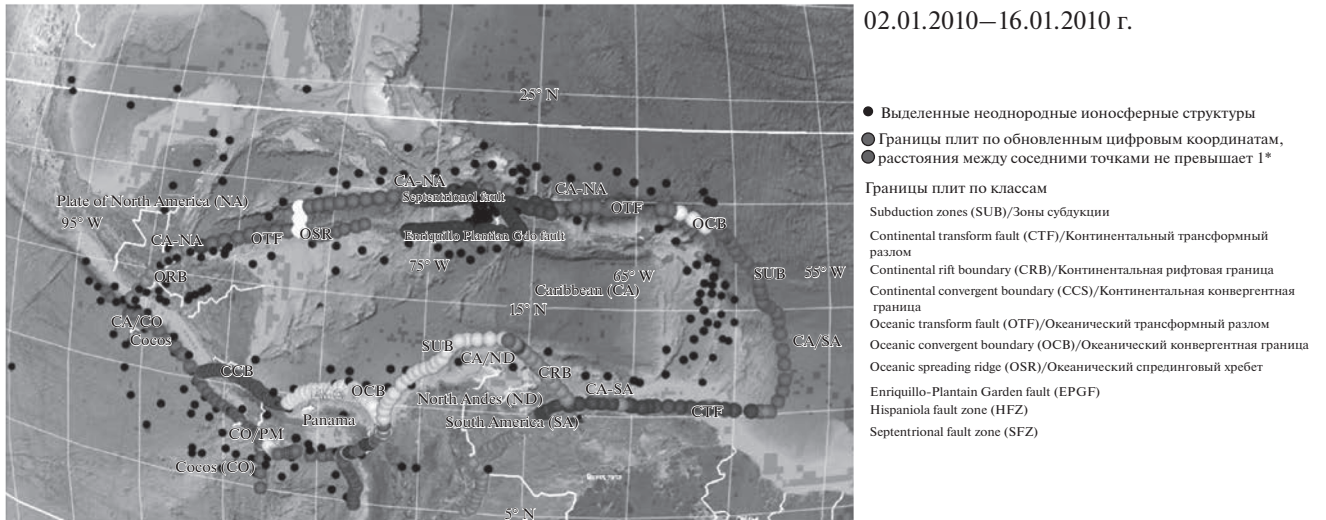
Из рисунков 1 и 2 видно, что суточная сейсмическая активность экспоненциально увеличивается от начала периода мониторинга к моменту основного удара и продолжает увеличиваться несколько последующих дней после него. Вместе с сейсмической активностью в дни, предшествующие основному удару, происходит накопление энергии с порядковыми значениями в области средних величин. Максимальное значение энергии приходится на день основного землетрясения. В последующие дни после основного землетрясения происходит возврат величины энергии к средним значениям.

Геофизический анализ позволяет произвести привязку полученных результатов о локализации неоднородных структур ионосферы, непосредственно, к топографической местности в пределах вышеуказанной точности.

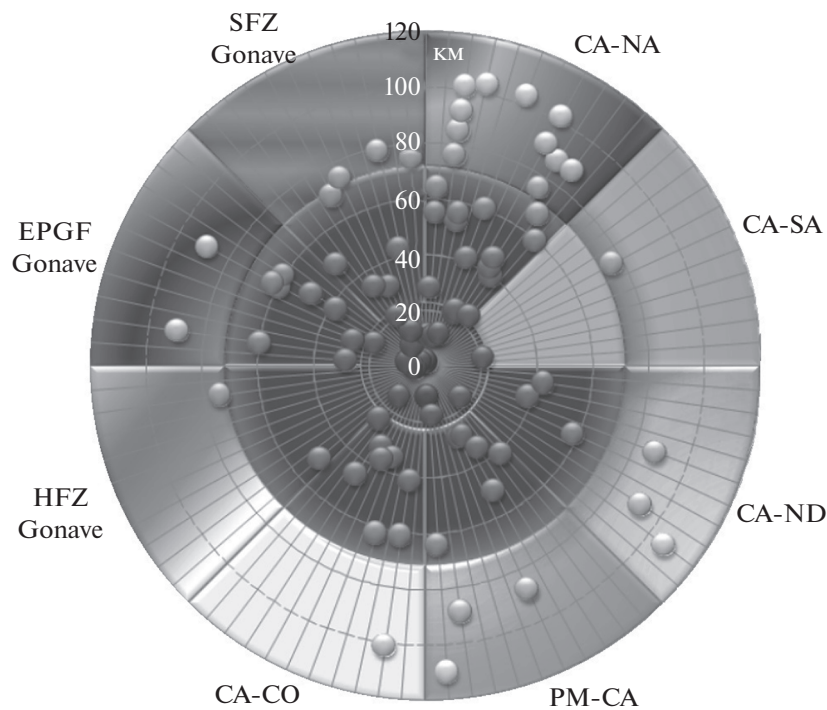
Проведенный анализ ионосферных неоднородностей показывает на рис. 3, что 09 января 2010 г. можно выделить области, которые являются источниками возмущений. Сравнивая отмеченные эллипсом области на рис. 3 и рис. 6, соотнося с ними частично ту же область пространства на рис. 4 и рис. 8, можно в качестве источников

возмущений выделить область Наветренных Антильских о-вов Карибского бассейна. Также на рис. 4, рис. 6 в качестве источников возмущений виден ряд зон в Мексиканском заливе, что связано с различными причинами. Наиболее вероятные из возможных причин, во-первых, сгонно-нагонные явления и волны на мелководье, на которых при обтекании воздушными массами генерируются волновые возмущения и, во-вторых, образования турбулентных вихрей при изменении подстилающей поверхности, как например, при выходе ветровых масс на сушу [Захаров и Куницын, 2012]. Таким образом, дополнительным источником ионосферного возмущения могут быть волны плавучести, возникающие в результате взаимодействия воздушных масс с особенностями рельефа в исследуемом регионе. Скорости перемещения выделенных структур соответствуют АГВ-параметрам.

Наибольшая плотность распределения неоднородных ионосферных структур, представленная на рис. 8, сосредоточена, как показывают рис. 9, рис. 10, рис. 11, помимо эпицентра события, на границах активных континентальных и океанических разломов, зоны субдукции. Други-



**Рис. 8.** Совместное расположение неоднородных структур ионосферы, детектированных за весь период мониторинга 02–16 января 2010 г., и геотектонические особенности Карибской плиты.



02.01.2010—16.01.2010 г.

**Рис. 9.** Распределение расстояний между неоднородными структурами ионосферы, детектированными за весь период мониторинга 02–16 января 2010 г., и ближайшими к ним границами литосферных плит. Дифференцированными цветами, охватывающими на диаграмме 2π радиан, демонстрируются расстояния, на которые приходится различная плотность – “кучность” выделенных структур по всем секторам в целом. Отличающиеся составные ахроматических цвета внутри секторов демонстрируют распределения расстояний, на которые приходится различная плотность выделенных структур для конкретного сектора.

ми словами, литосферная активность является источником волноподобных возмущений с характерными акустико-гравитационными параметрами.

Разные сейсмические события и процессы порождают сходные волновые возмущения, проявляющиеся на ионосферных высотах и рас-

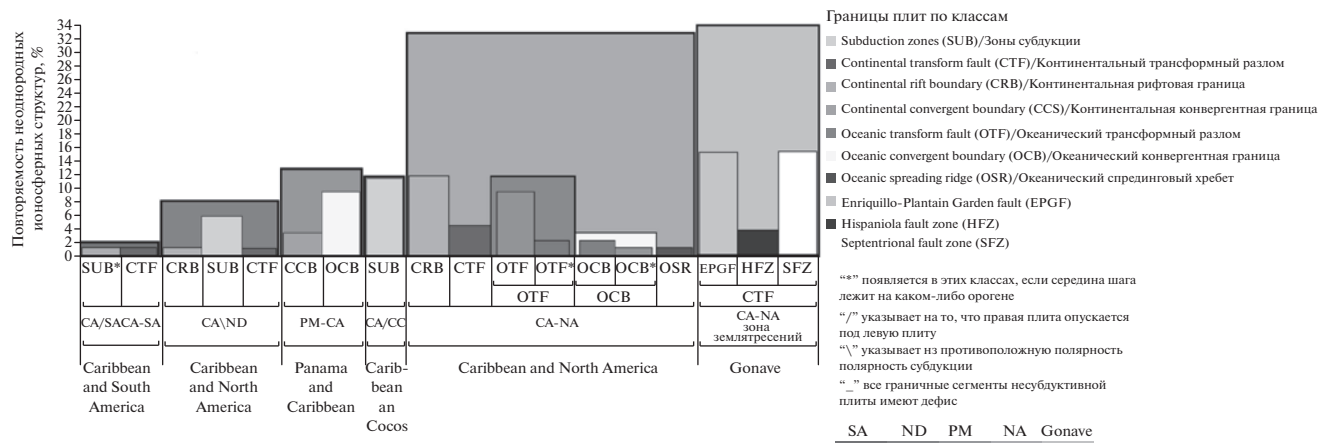


Рис. 10. Распределения, полученных за весь период мониторинга 02–16 января 2010 г., подионосферных точек относительно ближайших границ литосферных плит и их классов.

ходящиеся от источника со скоростями, соответствующими АГВ (от 300 до 1200 м/с). Данное обстоятельство затрудняет в ряде случаев однозначную интерполяцию результатов.

Из рисунков 5, 7, 9 количественно видно, что выделенные для каждого рассматриваемого дня и в целом за весь период мониторинга неоднородные ионосферные структуры распределены в непосредственной близости от литосферных источников возмущений. Таким образом, распространение возбуждаемой акустической волны близко к вертикальному. Для разных дней мониторинга угол распространения возбуждаемой акустической волны составлял от  $\sim 73^\circ$  до  $89^\circ$ .

Поскольку плотность атмосферы экспоненциально уменьшается с высотой, то при сохранении энергии возмущения амплитуда волн увеличивается по мере распространения вверх. Благодаря этому в ионосфере возможна регистрация атмосферных возмущений, которые слабо различимы на фоне атмосферных шумов в приземном слое [Гохберг и Шалимов, 2004; Шалимов и др., 2019]. Таким образом, сейсмически активные районы являются источниками акустических колебаний на протяжении всего периода подготовки и активной фазы землетрясения, а также после его активной стадии.

Таблица 1. Распределение подионосферных точек в целом по областям литосферных плит и по доминирующим классам границ плит

Наименование граничной области литосферных плит	Аббревиатура литосферных плит	Повторяемость, %	Доминирующий класс границ в каждой области по подионосферным точкам	Аббревиатура класса	Повторяемость, %
Центральная область землетрясения	Центральная область	33	континентальный разлом	CTF	До 15
Карибская и Североамериканская	CA-NA	32	континентальная рифтовая граница	CRB	11.5
			океанический разлом	OTF	11.5
Панамская и Карибская	PM-CA	13	океаническая конвергентная граница	OCB	9
			зона субдукции	SUB	12
Карибская и Северных Анд	CA\ND	8	зона субдукции	SUB	6
Карибская и Южно-Американская	CA/SA, CA-SA	2			



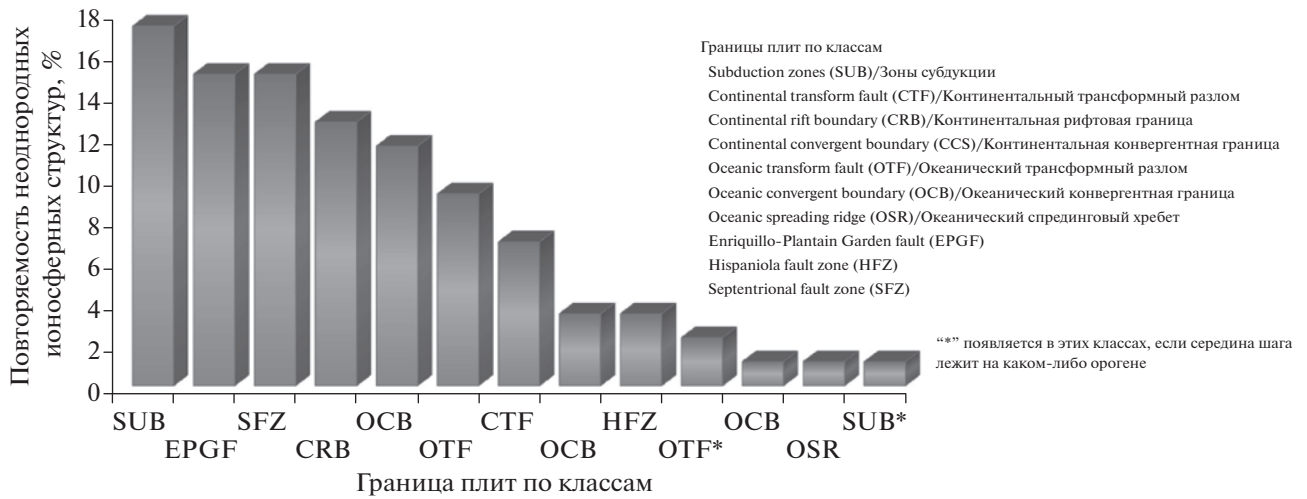


Рис. 11. Частотное распределение, полученных за весь период мониторинга 02–16 января 2010 г., подионосферных точек относительно классов ближайших границ литосферных плит.

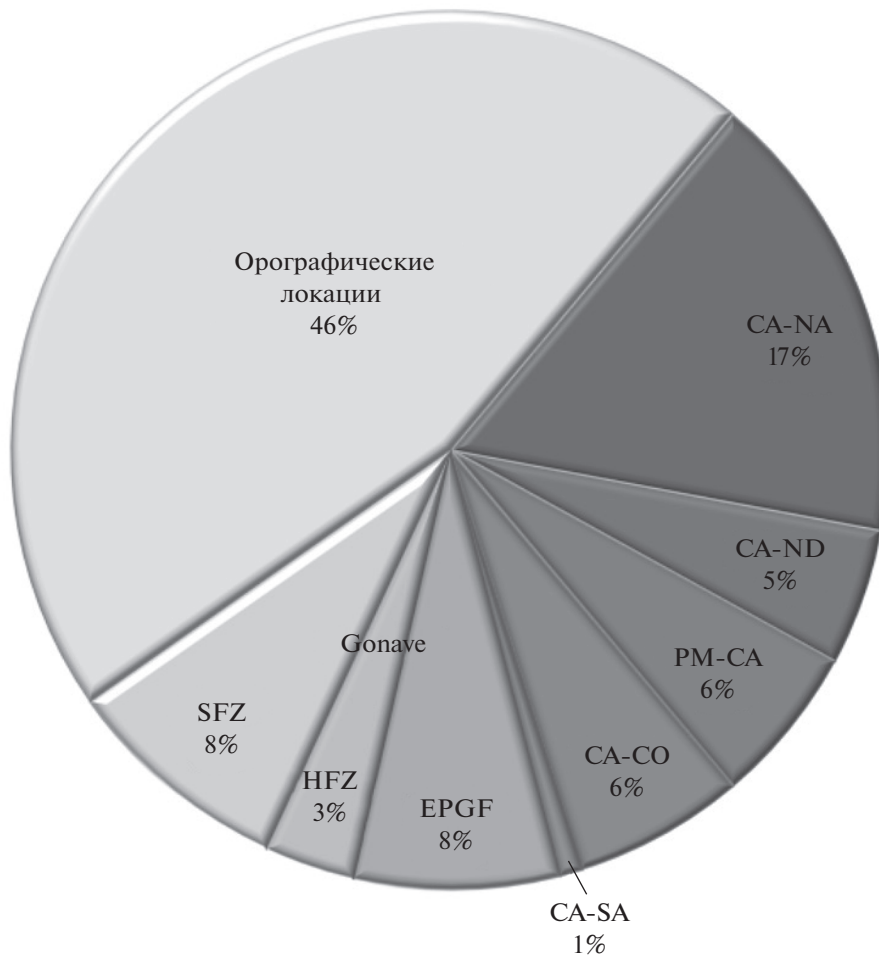
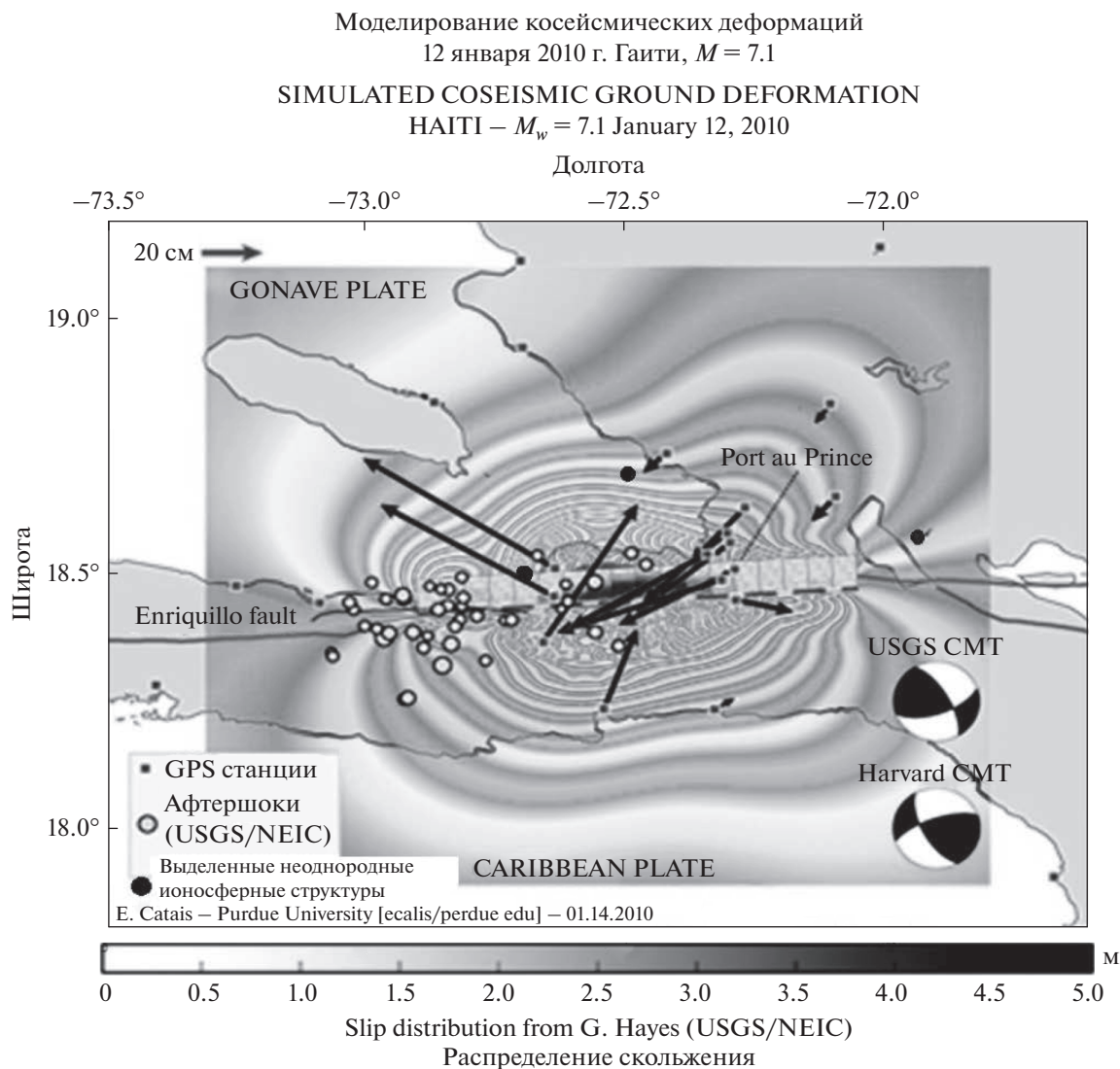


Рис. 12. Распределение подионосферных точек, полученных за весь период мониторинга 02–16 января 2010 г., относительно ближайших орографических линий рельефа и границ литосферных плит.



**Рис. 13.** Объединенные данные косейсмических смещений модели UNAVCO с координатами подионосферных точек, выделенных 12 января 2010 г., для указанного в модели UNAVCO географического интервала.

Длины поверхностных волн Рэлея занимают интервал от десятков до сотен км, их фазовая скорость от 3 до 4 км/с, вертикальные смещения почвы достигают нескольких сантиметров. Подвижки по разлому земной коры в эпицентре землетрясения приводят к непосредственному воздействию на атмосферу и излучению атмосферных волн [Шалимов и др., 2019]. Данные ГНСС измерений, примененные для решения сейсмологической задачи для Гаити 12 января 2010 г., позволили зарегистрировать и определить косейсмические (постоянные) смещения земной поверхности вследствие землетрясения [Community Geophysical Event Response –  $M_w = 7$  Haiti Earthquake 1/12/2010: [сайт]. URL: <https://www.unavco.org/highlights/2010/M7-Haiti.html>]. Из рисунка 13 видно, что в день основного землетрясения верти-

кальные смещения почвы достигали значений до 20 см, горизонтальные – до 5 м. У наземных станций, которые наиболее близко были расположены к эпицентру землетрясения, результирующие смещения достигли 0.7 и 0.8 м [Calais et al., 2010]. Данные смещения обнаружили зависимость с направлениями движений неоднородных структур ионосферы из рис. 4 в выбранном географическом квадрате. Таким образом, вблизи эпицентра в ионосфере зарегистрировано акустическое возмущение, обусловленное подвижками по разлому земной коры в эпицентре землетрясения [Шалимов и др., 2019]. Значит, источник акустических возмущений в ионосфере представляет собой суперпозицию нескольких процессов, что обуславливает регистрируемый значимый отклик в день основного землетрясения 12 января 2010 г.

## 6. ВЫВОДЫ

Проведено исследование для крупного регионального землетрясения в Карибском бассейне в январе 2010 г. на обширном объеме данных синхронных измерений. Всего свыше 5 млн отсчетов измерений фазы спутниковых радиосигналов наземными приемниками ГНСС, объединенными в глобальные IGS и UNAVCO сети.

Данные обновленной цифровой модели границ литосферных плит были использованы для достоверного геофизического анализа.

Для анализа использовались данные за 15 дней в течение сейсмически значимых событий января 2010 г.

Последовательно использованные методы GPS-интерферометрии, кластерного анализа, геофизического анализа, статистического анализа позволяют выделять и изучать неоднородные структуры отклика в ионосфере на сейсмическую активность в регионе. Результаты соответствуют отклику ионосферы на землетрясения с характерными волновыми параметрами проявления.

Основное землетрясение 12 января 2010 г. дает значимый отклик на ионосферных высотах, который представляет собой суперпозицию различных процессов. Причем в сейсмически активных областях возможна дополнительная турбулизация плазмы ионосферы циклом более слабых землетрясений.

Над сейсмически активными районами происходят интенсивные изменения параметров ионосферы, относительно показателей их регулярной изменчивости, не только во время основного события, но также в период подготовки землетрясений и после его активной фазы. Причем источником неоднородных структур является не только будущий эпицентр, но и вся область подготовки землетрясения, например, активный разлом.

В работе проведен анализ географической привязки выделенных кластерным анализом неоднородных ионосферных структур. Иными словами, рассмотрен вопрос, где расположен источник регистрируемых на ионосферных высотах возмущений электронной концентрации.

Установлено, что неоднородные структуры ионосферы, обнаруженные при последовательном применении методов GPS-интерферометрии, кластерного анализа на выбранной наблюдательной сети, географически связаны с местами орографических возмущений.

Сложности интерпретации полученных результатов связаны с тем, что в ряде случаев не удается отделить возмущения, вызванные активными литосферными процессами, от части волновых возмущений, связанных с турбулизацией натекающих воздушных потоков на горных массивах и береговой кромке, т.е. в местах резкой смены

подстилающей поверхности, проявляющихся на ионосферных высотах.

Представленные результаты наглядно демонстрируют возможности совместного использования двух глобальных навигационных сетей наблюдения в целях улучшения пространственного разрешения. Полученные в работе результаты могут помочь при разработке методов учета процессов волновой передачи энергии из различных геосферных источников для модернизации модельных представлений о взаимодействиях в системе геосфер.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность кафедре Физики атмосферы физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова за предоставленную возможность использования пакета прикладных программ CRASS GPS.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П.* GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: Изд-во ГУНЦ РВХ ВСНЦ СО РАН, 480 с. 2006.
- *Гайский В.Н.* Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 125 с. 1970.
- *Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я.* Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука, 392 с. 1984.
- *Госсард Э.Э., Хук У.Х.* Волны в атмосфере. М.: Мир, 532 с. 1978.
- *Гохберг М.Б., Шалимов С.Л.* Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: ИФЗ РАН, 222 с. 2004.
- *Дюран Б., Оддел П.* Кластерный анализ. Ред. А. Я. Боярский. М.: Статистика, 128 с. 1977.
- *Захаров В.И., Зиенко А.С., Куницын В.Е.* Распространение радиосигналов GPS при различной солнечной активности // *Электромагнитные волны и электронные системы.* Т. 13. № 8. С. 51–57. 2008.
- *Захаров В.И., Будников П.А.* Использование кластерного анализа для обработки данных GPS-интерферометрии // *Вестник МГУ. Сер. 3. Физика. Астрономия.* № 1. С. 26–32. 2012.
- *Захаров В.И., Куницын В.Е.* Региональные особенности атмосферных проявлений тропических циклонов по данным наземных GPS-сетей // *Геомагнетизм и аэрономия.* Т. 52. № 4. С. 562–574. 2012.
- *Захаров В.И., Ясюкевич Ю.В., Титова М.А.* Влияние магнитных бурь и суббурь на сбой навигационной системы GPS в высоких широтах // *Космические исследования.* Т. 54. № 1. С. 23–33. 2016.
- *Исаев Н.В., Костин В.М., Беляев Г.Г. и др.* Возмущения верхней ионосферы, вызванные тайфунами // *Геомагнетизм и аэрономия.* Т. 50. № 2. С. 253–264. 2010.
- *Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С.* Радиотомография ионосферы. М.: Наука, 335 с. 2007.

- Куницын В.Е., Нестеров И.А., Шалимов С.Л. Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS // Письма в ЖЭТФ. Т. 94. Вып. 8. С. 657–661. 2011.
- Куницын В.Е., Крысанов Б.Ю., Воронцова А.М. Генерация акустико-гравитационных волн различными источниками на поверхности Земли // ВМУ. Сер. 3. Физика. Астрономия. № 6. С. 112–119. 2015.
- Лютиков А.И., Родина С.Н. Временные и энергетические характеристики афтершокового процесса на примере Курило-Камчатских землетрясений // Геофизические исследования. Т. 14. № 4. С. 23–35. 2013.
- Манин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Т.1. М.: Наука, 696 с. 1967.
- Намгаладзе А.А. О возможных физических механизмах формирования ионосферных предвестников землетрясений / Материалы Международной научно-технической конф. “Наука и образование–2007”. Мурманск: изд-во МГТУ. С. 358–362. 2007.
- Пулинец С.А., Хегай В.В., Боярчук К.А., Ломоносов А.М. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы // УФН. Т. 168. № 5. С. 582–589. 1998.
- Титова М.А., Захаров В.И., Пулинец С.А. Детектирование ионосферных возмущений над регионом о-ва Гаити в период 01–15 января 2010 г. по данным GPS в спокойных геомагнитных условиях // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 59. № 6. С. 791–800. 2019.
- Шалимов С.Л., Рожной А.А., Соловьева М.С., Ольшанская Е.В. Воздействие землетрясений и цунами на ионосферу // Физика Земли. № 1. С. 199–213. 2019.
- Яковлев О.И. Космическая радиофизика. М.: Научная книга, 432 с. 1998.
- Ясюкевич Ю.В., Захаров В.И., Куницын В.Е., Воейков С.В. Отклик ионосферы на землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. по данным различных GPS-методик // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 55. № 1. С. 113–122. 2015.
- Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochem. Geophys. Geosy. V. 4. № 3. 1027. 2003. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Calais E., Freed A., Mattioli G., Amelung F. et al. Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake // Nature Geoscience. V. 3. № 11. P. 794–799. 2010.
- Gade K. A Non-singular Horizontal Position Representation // J. Navigation. V. 63. № 3. P. 395–417. 2010. <https://doi.org/10.1017/S0373463309990415>
- Hocke K., Schlegel K. A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982–1995 // Ann. Geophysicae. V. 14. P. 917–940. 1996.
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. GPS Theory and practice. Wien; New York: Springer-Verlag, 389 p. 1997.
- Kanamori H. The energy release of great earthquakes // J. Geophys. Res. V. 82. P. 2981–2987. 1977.
- Klobuchar J.A. Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users // IEEE T. Aero. Elec. Sys. V. 23. № 3. P. 325–331. 1986.
- Mercier C. Observations of atmospheric gravity waves by radiointerferometry // J. Atmos. Terr. Phys. V. 48. № 7. P. 605–624. 1986.
- Pi X., Mannucci A.J., Lindqwister U.J., Ho C. M. Monitoring of global ionospheric irregularities using the worldwide GPS network // Geophys. Res. Lett. V. 24. № 18. P. 2283–2286. 1997.
- Pulinets S., Ouzhounov D. Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere coupling (LAIC) model – An unified concept for earthquake precursors validation // J. Asian Earth Sci. V. 41. № 45. P. 371–382. 2011.
- Row R.V. Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere due to a nuclear detonation and an earthquake // J. Geophys. Res. V. 72. P. 1599–1610. 1967.
- Shalimov S.L., Gokhberg M.B. Lithosphere ionosphere coupling mechanism and its application in the case of the June 20, 1990 Earthquake in Iran. Interpretation of its ionospheric effects // Journal of Earthquake Prediction Research. V. 7. P. 98–111. 1998.
- Sorokin V., Chmyrev V., Yaschenko A. Theoretical Model of Dc Electric Field Formation in the Ionosphere Stimulated by Seismic Activity // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 67. № 14. P. 1259–1268. 2005.
- Ware Randolph H., Fulker David W. et al. Real-time national GPS networks // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 63. P. 1315–1330. 2001.
- ГОСТ Р 57546-2017 Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности. Earthquakes. Seismic intensity scale. М.: Стандартинформ. 2017.
- Earthquake Magnitude, Energy Release, and Shaking Intensity [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/science/earthquake-magnitude-energy-release-and-shaking-intensity?qt-science\\_center\\_objects=0#qt-science\\_center\\_objects](https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/science/earthquake-magnitude-energy-release-and-shaking-intensity?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects) свободный – (26.01.2022).
- GCMT (Catalog) Lamont-Doherty Earth Observatory Global CMT project, New York, USA [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/catalog/gcmt/> свободный – (26.01.2022).
- Global CMT Catalog Search [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.globalcmt.org/CMT-search.html> свободный – (26.01.2022).
- Community Geophysical Event Response –  $M_w = 7$  Haiti Earthquake 1/12/2010 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.unavco.org/highlights/2010/M7-Haiti.html> свободный – (26.01.2022).