

УДК 550.510.53+550.38+550.34

ОТКЛИК НИЖНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ИОНОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г.

© 2023 г. С. А. Рябова^{1, 2, *}, Е. В. Ольшанская¹, С. Л. Шалимов¹

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: ryabovasa@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2023 г.

После доработки 04.05.2023 г.

Принята к публикации 13.06.2023 г.

Наземные магнитометры и радиопросвечивание ионосферы посредством GPS использованы для анализа и интерпретации специфических вариаций геомагнитного поля и полного электронного содержания ионосферы в период сильных катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г. Показано, что ионосферные отклики на эти землетрясения, зарегистрированные на расстояниях 1200–1600 км от эпицентра в нижней и на расстояниях до 500 км от эпицентра в верхней ионосфере, можно интерпретировать в терминах распространения сейсмической волны Релея и атмосферных волн – ударных, акустических и внутренних, т.е. тех волн, источником которых является само землетрясение. По ионосферному отклику оценена энергия сейсмических событий.

Ключевые слова: землетрясение, геомагнитное поле, полное электронное содержание, вейвлет-анализ, N -волна.

DOI: 10.31857/S000233723060182, **EDN:** MYYCIN

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмическое событие (землетрясение, сопровождаемое сейсмическими волнами) способно порождать вариации давления в атмосфере, которые в форме атмосферных акустико-гравитационных волн (АГВ) распространяются до высот ионосферы, где посредством столкновений нейтральных и заряженных частиц приводят в движение ионосферную плазму. Поскольку плотность атмосферы экспоненциально уменьшается с высотой, то, при сохранении энергии возмущения, амплитуда волны растет по мере ее распространения вверх. Для поверхностного источника коэффициент усиления достигает 10^4 на ионосферных высотах. Поэтому в ионосфере возможна регистрация атмосферных возмущений, которые плохо различимы на фоне атмосферных шумов в приземном слое.

Воздействие АГВ на ионосферную плазму может приводить к трансформации атмосферных волн в магнитогидродинамические (МГД) [Сурков, 2000], что увеличивает число волновых процессов, сигнализирующих о выделении значительной энергии в приземном слое. Достаточно часто вариации геомагнитного поля, наблюдаемые посредством наземных магнитометров после сильных сейсмических событий, связывают с распространением МГД волн [Голиков и др.,

1985; Iyemeri, 2005; Черногор, 2019; Рябова, Шалимов, 2022]. Вместе с тем, нельзя исключать влияния на результаты магнитометрических измерений АГВ, распространяющихся в ионосфере [Куницын, Шалимов, 2011], или сейсмических волн [Сурков, 2000]. Поэтому для более полного анализа наблюдаемых геомагнитных возмущений (особенно на не очень далеких расстояниях от эпицентров) необходимо основываться на известных скоростях сейсмических, атмосферных волн, наблюдаемых временах их прихода, а также периодов возмущений.

При отсутствии наземных измерений в ближней зоне эпицентров землетрясений инструментом, который можно использовать для получения информации об источнике, служит радиопросвечивание ионосферы посредством глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Известно, что ионосферные возмущения, регистрируемые таким методом в ближней зоне, могут давать информацию об энергии сейсмического события (см., например, [Ольшанская, Шалимов, 2015]).

В настоящей работе посредством измерений на магнитных станциях и ГНСС радиопросвечивания ионосферы проводится анализ и интерпретация специфических вариаций геомагнитного поля и полного электронного содержания ионо-

Таблица 1. Пункты геомагнитных наблюдений

Пункт	Код	Широта, ° N	Долгота, ° E	Расстояние до эпицентра основного толчка первого землетрясения	Расстояние до эпицентра основного толчка второго землетрясения
Гроцка	GCK	44.6	20.8	1591	1553
Панагюриште	PAG	42.5	24.2	1244	1211
Сурлари	SUA	44.68	26.25	1230	1175

сферы в период сильных землетрясений в Турции 06.02.2023 г.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Во-первых, в ходе настоящих исследований привлекались данные регистрации восточной компоненты геомагнитного поля, выполненной на относительно близких к эпицентрам землетрясений магнитных обсерваториях “Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари”. Местоположение, географические координаты и расстояния до эпицентров (расстояния от пунктов до эпицентров основных толчков двух землетрясений в Турции 06.02.2023 г. вычислялись с помощью формулы гаверсинусов [van Brummelen, 2013]) рассматриваемых в работе сейсмических событий представлены в табл. 1. Использовались данные инструментальных наблюдений за вариациями геомагнитного поля с дискретизацией 1 минута, представленные на сайте Международной сети INTERMAGNET [https://www.intermagnet.org]. Исследование возмущений геомагнитного поля посредством магнитометров позволяет, в частности, выделять вариации ионосферного тока на высотах нижней ионосферы около 100 км (*E*-слой), где расположен наиболее высокопроводящий слой ионосферной плазмы.

Во-вторых, для исследования отклика верхней ионосферы на землетрясения использовалось радиопросвечивание ионосферы сигналами ГНСС, позволяющее регистрировать вариации полного электронного содержания (*total electron content*, ТЕС) ионосферы вдоль луча спутник–приемник. Основной вклад в ТЕС вносит *F*-слой ионосферы, где расположен максимум ионизации. Далее для расчетов в исследовании используется аппроксимация ионосферы тонким слоем на высоте 250 км.

В качестве основного метода исследования был выбран вейвлет-анализ, показавший, в частности, свою эффективность при анализе геомагнитных вариаций [Adhikari et al., 2017; Riabova, 2022]. Вейвлет-анализ позволяет выявить временные свойства изучаемого сигнала, а также позволяет получить информацию о том, в какой момент времени появились те или иные компо-

ненты сигнала [Meyer, 1993]. В настоящей работе использовалось непрерывное вейвлет-преобразование [Torrence, Compo, 1998], а в качестве базисного вейвлета использовался вейвлет Морле [Grossmann, Morlet, 1984]. Представление результатов вейвлет-преобразования оформлено в виде изменения спектров амплитуд во времени в случае анализа ТЕС и скалограмм (локальный спектр энергии) в случае анализа геомагнитных вариаций с учетом “краевых” эффектов (конус влияния) [Riabova, 2018].

ОПИСАНИЕ СОБЫТИЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ ОБСТАНОВКИ

Землетрясения магнитудой 7.8 и 7.5 произошли 06.02.2023 г. с интервалом в девять часов на юго-востоке Турции [https://www.earthquake.usgs.gov]. Основной толчок первого мощного землетрясения зарегистрирован в 1:17 UT и произошел в турецком районе Шехиткамыш на глубине 17.9 км. Основной толчок второго землетрясения зарегистрирован в 10:24 UT и произошел в турецком районе Эльбинстан на глубине 10 км. Подземные толчки, за которыми последовали несколько тысяч афтершоков, ощущались в одиннадцати провинциях Турции и в соседних странах, главным образом, в Сирии. Отметим, что через небольшое время после обоих землетрясений были зафиксированы сильные афтершоки: через 11 мин после первого (1:28 UT) — сейсмическое событие с магнитудой 6.7; через 2 мин после второго (10:26 UT) — сейсмическое событие с магнитудой 6.0. Географические координаты и параметры основных толчков и сильных афтершоков землетрясений в Турции 06.02.2023 г. представлены в табл. 2.

На первом этапе выполнения настоящих исследований была проанализирована геомагнитная обстановка в период, включающий время основных толчков землетрясений в Турции. Анализ временных вариаций планетарных индексов *Kp* и *ap* [http://www.isgi.unistra.fr] показал, что в период основных толчков двух землетрясений в Турции 06.02.2023 г. магнитное поле было умеренно возмущено (для первого — *Kp* = 30, *ap* = 7.5 нТл; для второго — *Kp* = 3+, *ap* = 9 нТл). Кроме того, был проведен сравнительный анализ вариаций

Таблица 2. Параметры основных толчков (выделены жирным шрифтом) и мощных афтершоков (с магнитудой больше 6) двух землетрясений в Турции, произошедших 06.02.2023 г.

Время (UT)	Магнитуда	Глубина, км	Широта, ° N	Долгота, ° E	Место
1:17:35	7.8	17.9	37.174	37.032	33 км западнее Газиантепа (Турция)
1:28:15	6.7	14.5	37.127	36.943	14 км к востоку от г. Нурда (Турция)
10:24:49	7.5	13.1	38.008	37.211	4 км восточнее Экинезю (Турция)
10:26:46	6.0	10.0	38.032	38.098	12 км к западу от Челихана (Турция)
12:02:11	6.0	8.5	38.058	36.511	4 км к северо-востоку от г. Гексуна (Турция)

B_z -компоненты межпланетного магнитного поля [https://www.swpc.noaa.gov/products/ace-real-time-solar-wind] и компонент магнитного поля, зарегистрированных на близких к эпицентрам землетрясений обсерваториях “Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари”. В ходе визуально-сопоставительного анализа и оценки вейвлет-когерентности [Grinstead et al., 2004; Maraun, Kurths, 2004] нами было получено, что в период землетрясений записи геомагнитных вариаций искажены вариациями магнитного поля, вызванными источниками солнечного происхождения, за исключением восточной горизонтальной компоненты магнитного поля. Такой вывод вполне соответствует данным, полученным при измерениях на низких широтах [Kelley, 1989].

ОТКЛИК НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЫ (ГЕОМАГНИТНЫЙ ОТКЛИК)

Как показывает анализ временных вариаций геомагнитного поля, в период исследуемых нами землетрясений в вариациях геомагнитного поля проявляются квазипериодические колебания. Важно отметить, что при визуальном осмотре данных выделение аномалий, сопутствующих землетрясению, во временных вариациях магнитного поля Земли затруднено, даже в вариациях восточной горизонтальной компоненты магнитного поля, менее подверженной влиянию солнечной активности, нельзя четко выделить аномалии, сопровождающие сейсмические события.

С целью поиска геомагнитных вариаций, связанных с сейсмическими событиями, и получения информации об их частотном составе в настоящей работе выполнялся спектральный анализ на основе вейвлет-преобразования.

Скалограммы восточной горизонтальной B_y составляющей геомагнитного поля на обсерваториях “Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари” в период основного толчка первого землетрясения в Турции приведены на рис. 1. Как видно из рис. 1, скалограммы геомагнитных вариаций характеризуются рядом спектральных гармоник. Так в скалограммах геомагнитных вариаций, зарегистри-

рованных на обсерваториях “Панагюриште” (рис. 1б) и “Сурлари” (рис. 1а), присутствуют целых четыре аномалии. Первая аномалия с периодом ~4–7 мин появляется спустя ~12–14 мин после основного толчка первого землетрясения, а через примерно 10–11 минут после начала этой первой аномалии наблюдается вторая аномалия с близким периодом (~2.5–4 мин). Спустя примерно 1 ч 20 мин после основного толчка первого землетрясения возникают колебания с периодом ~11–20 мин. Присутствуют в вычисленных скалограммах по данным регистрации геомагнитного поля на обсерваториях “Панагюриште” и “Сурлари” еще две аномалии, возникающие примерно в одно и то же время (примерно в 2:40 UT). Периоды этих колебаний составляют ~2–3 мин и ~3.5–4.5 мин.

Немного другая картина наблюдается в скалограмме (рис. 1в), вычисленной по данным обсерватории “Гроцка”. Как и в скалограммах, вычисленных по данным обсерваторий “Панагюриште” и “Сурлари”, в геомагнитных вариациях на обсерватории “Гроцка” возникает через ~14 мин после основного толчка первого землетрясения первая аномалия с периодом ~4–7 мин, затем через ~25 мин после основного толчка первого землетрясения регистрируется вторая аномалия с периодом ~2–3 мин. В скалограмме, представленной на рис. 1в, четко проявляется аномалия с периодом ~11–18 мин через ~1 ч 40 мин после основного толчка первого землетрясения. Кроме того, вейвлет-спектр свидетельствует о присутствии еще одного возмущения в геомагнитных вариациях на обсерватории “Гроцка”, а именно возмущения, возникающего примерно в 2:40 UT с периодом ~2–4 мин.

Что касается аномалий, сопутствующих второму землетрясению в Турции, то на всех обсерваториях (“Гроцка”, “Панагюриште” и “Сурлари”) в скалограмме (рис. 2) проявляются два возмущения. Первое возмущение возникает через ~12–14 мин после основного толчка и имеет период ~4–7 мин. Продолжительность этого возмущения составляет ~10–30 мин. Второе длиннопериодное возмущение (период колебаний лежит в диапазоне 11–24 мин) на обсерваториях “Сурлари” и “Панагю-

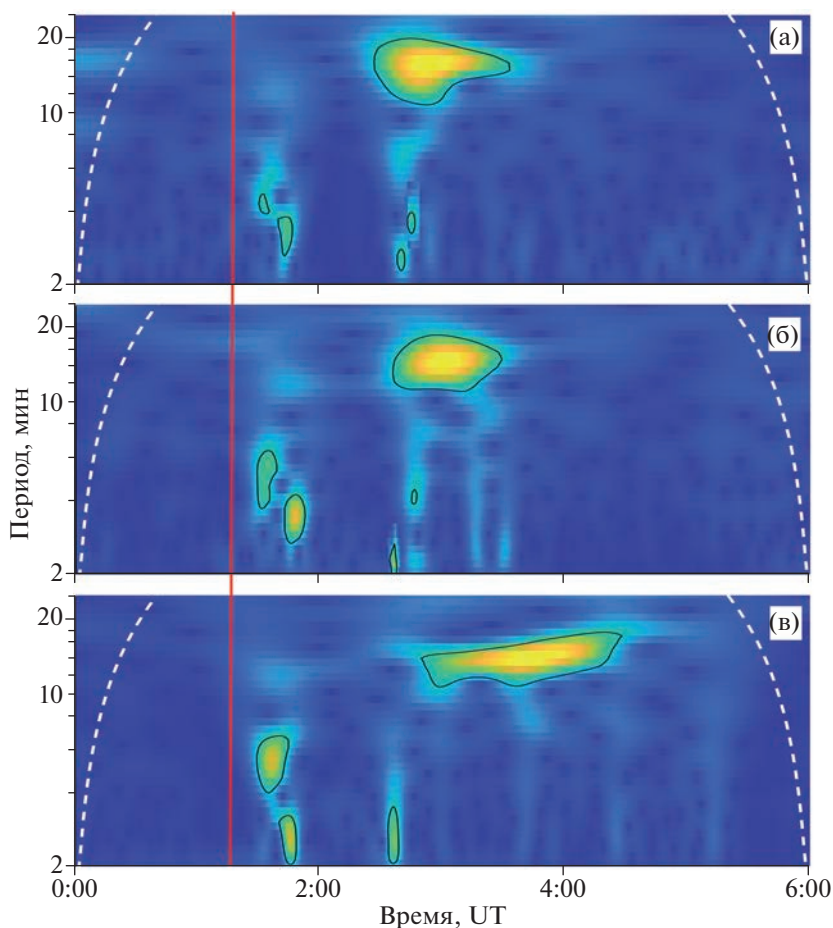


Рис. 1. Скалограммы вариаций восточной горизонтальной компоненты геомагнитного поля, зарегистрированные на обсерваториях “Сурлари” (а), “Панагюриште” (б) и “Гроцка” (в). Вертикальная красная линия — основной толчок первого землетрясения в Турции $M_w = 7.8$ (1:17:35 UT). Белые пунктирные линии — конус влияния.

риште” возникает примерно через 1 ч 20 мин после основного толчка первого землетрясения. На обсерватории “Гроцка” наблюдается задержка возникновения длиннопериодной геомагнитной аномалии $\sim$ в 20–25 мин по сравнению с геомагнитными вариациями, зарегистрированными на обсерваториях “Панагюриште” и “Сурлари”. Длиннопериодное возмущение продолжительнее, чем короткопериодное. Продолжительность этого возмущения составляет $\sim$ 70–110 мин, причем дольше длиннопериодное возмущение наблюдалось на обсерватории “Гроцка”, продолжительность на обсерваториях “Панагюриште” и “Сурлари” приблизительно одинаковая.

ОТКЛИК ВЕРХНЕЙ ИОНОСФЕРЫ

Для анализа отклика верхней ионосферы использовались данные ГНСС GPS-данные взяты с сайта <https://www.earthdata.nasa.gov>. При выборе GPS-данных для исследования косейсмического отклика ионосферы на рассматриваемые собы-

тия, были использованы следующие критерии: (1) отклик регистрируется в первые 5–15 мин с момента землетрясения, (2) в радиусе 500 км от эпицентра (что обозначено в исследовании как “ближняя зона”), (3) луч спутник–приемник расположен близко к вертикали, (4) после фильтрации сигнал имеет различимый отклик в виде N -волны. В настоящей работе рассмотрены данные вариаций ТЕС с частотой следования 1 измерение в 30 с.

Вариации ТЕС с периодами от нескольких минут до первых десятков минут, наблюдаемые несколькими навигационными спутниками, ионосферные проекции трасс которых расположены в ближней зоне (практически над эпицентром землетрясения), могут быть обусловлены как процессами в очаге, так и несейсмическими причинами, например, возмущенным состоянием геомагнитного поля, солнечной активностью. Для снижения влияния упомянутых факторов и исследования ионосферного отклика только в акустическом диапазоне была применена полосовая

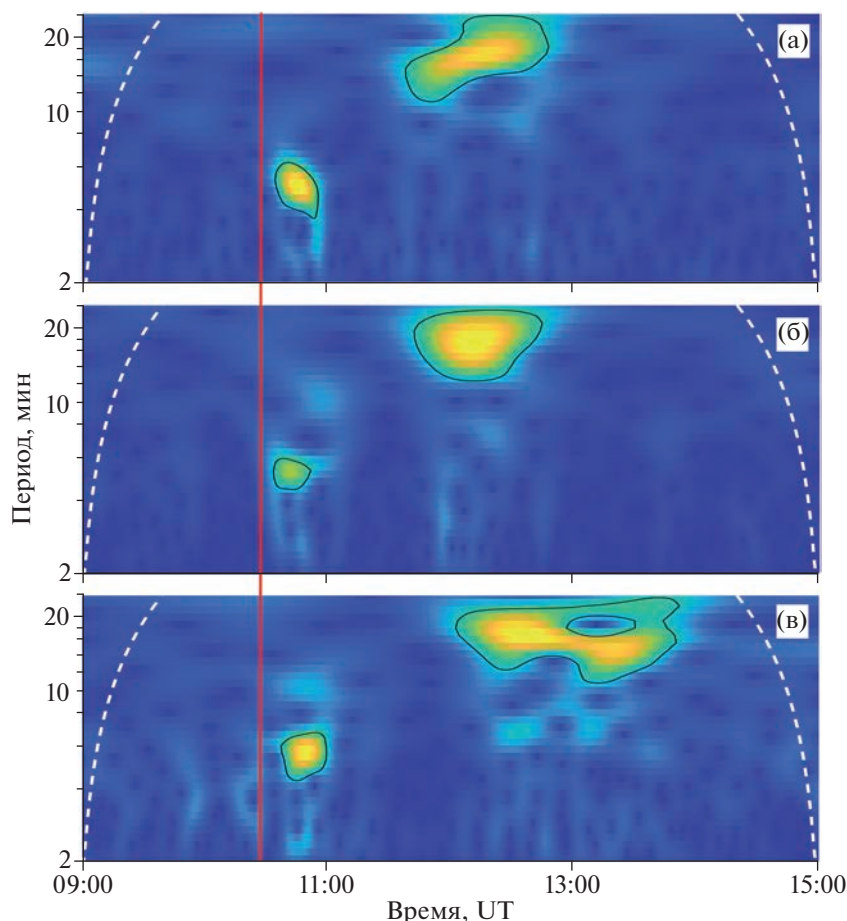


Рис. 2. Скалограммы вариаций восточной горизонтальной компоненты геомагнитного поля, зарегистрированных на обсерваториях “Сурлари” (а), “Панагюриште” (б) и “Гроцка” (в). Вертикальная красная линия — основной толчок второго землетрясения в Турции $M_w = 7.5$ (10:24:49 UT). Белые пунктирные линии — конус влияния.

фильтрация Баттерворта 6 порядка с максимально гладкой на частотах полосы пропускания амплитудно-частотной характеристикой, снижающаяся до нуля на частотах полосы подавления [Bianchi, Sorrentino, 2007], но сохраняющая фазы и амплитуды (за исключением узкого диапазона переходных зон между полосой пропускания и полосой подавления) исходного сигнала в диапазоне 1–15 мин.

При фильтрации вариаций ТЕС в диапазоне 61–1000 с в первые 5–15 мин после сейсмического события наблюдается характерный для ударных волн сигнал в виде N -волны, состоящей из фазы сжатия и фазы разрежения, каждая из которых содержит разрыв (ударный фронт) [Ландау, 1945]. При этом площадь под положительной фазой N -волны равна площади под отрицательной. Такой отклик является следствием нелинейных эффектов распространения сигнала от импульсного источника большой мощности в атмосфере (см. например, [Павлов, 1986]). Отметим однако, что на высотах F -слоя масштабы неоднородности

атмосферы, ионосферы и акустического импульса будут одного порядка, и можно ожидать лишь приблизительную оценку параметров акустического импульса.

Для каждого события был составлен список станций GPS из ближней зоны, имеющих данные на момент землетрясения. По каждой станции из 32 спутников GPS были выделены те спутники, которые вблизи момента землетрясения (от 5 мин до и 15 мин после события) находились в окрестности эпицентра. На рис. 3, наряду с местоположением эпицентров событий 06.02.2023 г., приведены проекции трасс спутников на ионосферу для некоторых GPS приемных станций, данные которых использованы в настоящем анализе. На траекториях указано время пролета, красными кружками обозначен максимум амплитуды сигнала после событий.

Для пар спутник–станция, удовлетворяющих вышеперечисленным условиям, сигнал ТЕС отфильтрован в диапазоне 1–15 мин, проведен его анализ и выборка по виду сигнала. В выборку по-

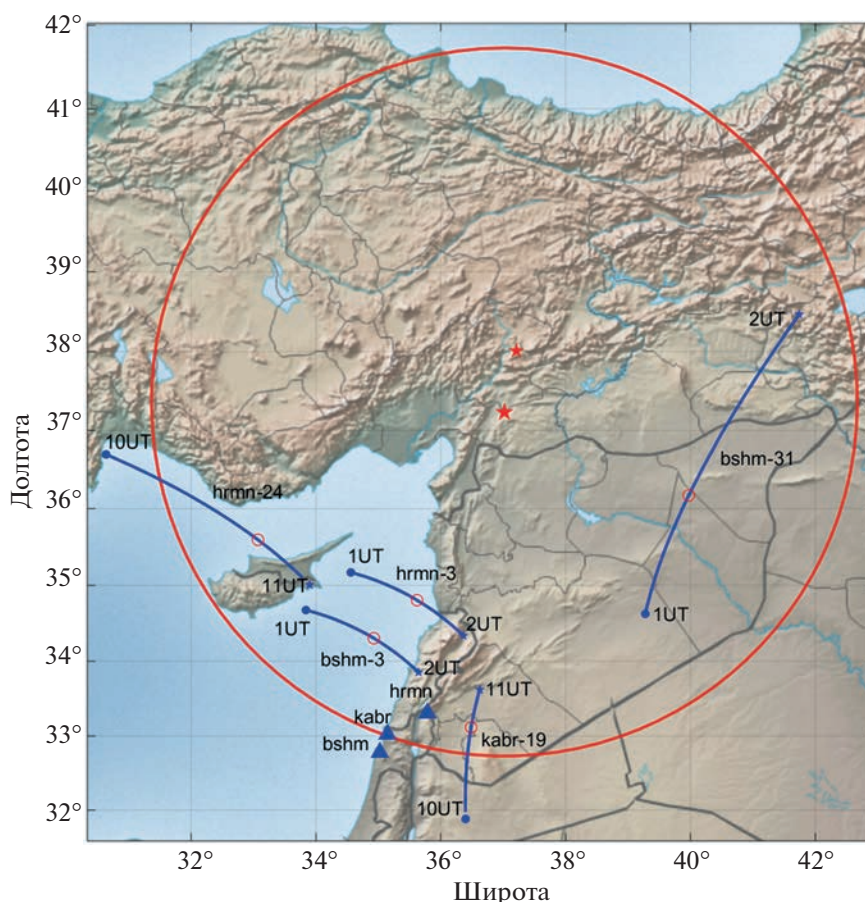


Рис. 3. Географическая карта 500-километровой зоны землетрясения (красный круг) с проекциями траекторий GPS-спутников для приемных станций bshbm, kabr, hrnm (синие треугольники). Начало (окончание) проекции трассы обозначено синим кружком (звездочкой) с указанием времени (UT). Максимум вариаций ТЕС для каждой проекции траектории обозначен красным кружком. Эпицентры землетрясений обозначены красными звездами.

падали сигналы с хорошо выраженной *N*-волной, которая представляет собой отклик ионосферы на приходящую в ионосферу ударную волну, генерируемую в момент землетрясения.

Пример записи вариаций ТЕС пары приемник–спутник bshbm-31 и спектрально-временной анализ для первого землетрясения показан на рис. 4. На рис. 5 показан сам сигнал и схематическое доказательство приблизительного совпадения площадей, покрываемых положительной и отрицательной фазой сигнала. Из которого видно, что речь идет именно об *N*-волне. Аналогично, для пары приемник–спутник kabr-19 на рис. 6 и рис. 7 показаны результаты измерений и анализа для второго землетрясения.

Для вычисления экспериментальных значений площадей положительной и отрицательной фазы *N*-волны применялся метод разбивки фигуры под (над) графиком вариаций ТЕС на прямоугольные трапеции, вычисление и последующее суммирование площадей этих трапеций. Графи-

ческая разбивка на трапеции изображена на рис. 5 и рис. 7.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Рассмотрим причины возмущений, наблюдаемых на магнитометрических обсерваториях и на приемных GPS-станциях, которые можно связать с последствиями воздействия на ионосферу описываемого события в Турции.

Как следует из предыдущего изложения (см. также рис. 1 и рис. 2), магнитометры на обсерваториях “Сурлари” и “Панагюриште”, находящиеся на расстоянии около 1200 км от эпицентра, зарегистрировали первое возмущение с периодом 4–7 мин через 12–14 минут после землетрясения, второе — с периодом 2.5–4 мин через 23–25 мин после основного толчка, а третье с периодом 11–20 мин — через 80 мин после основного толчка. В этом случае первое и второе возмущения обусловлены приходом сейсмической волны Релея на обсерватории “Сурлари” и

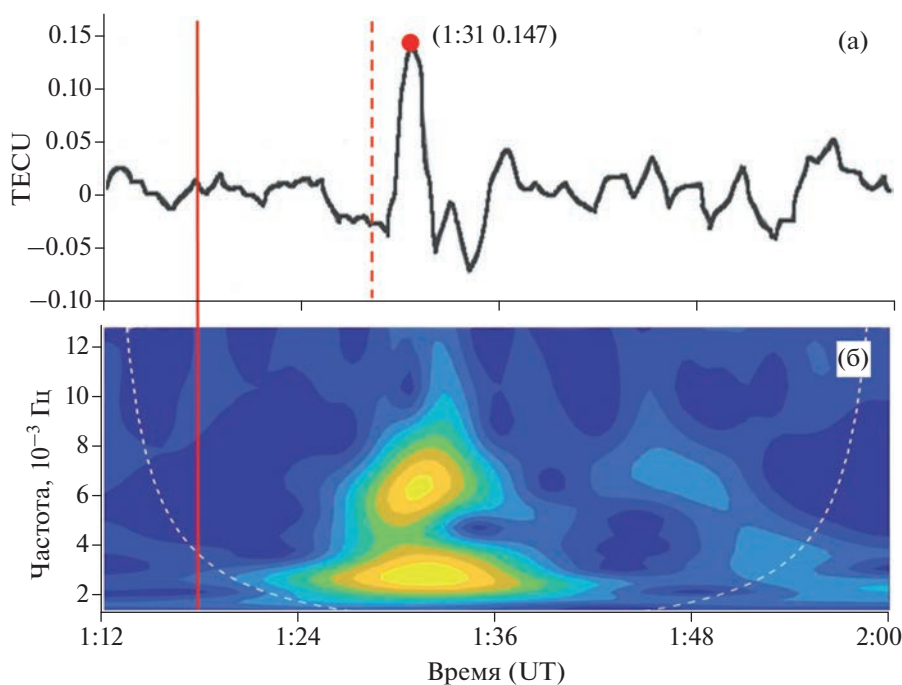


Рис. 4. Фильтрованный сигнал ТЕС по паре станция–спутник bshm-31 за интервал 1:12–2:00 UT (а) и его спектрально-временная диаграмма сигнала с применением вейвлета Морле (б). Вертикальная сплошная красная линия – момент основного толчка первого землетрясения $M_w = 7.8$ (1:17:35 UT), пунктирная красная линия – момент афтершока $M_w = 6.7$ (01:28:15 UT), красная точка – максимальная величина фильтрованного сигнала на рассматриваемом интервале, белые пунктирные линии – конус влияния.

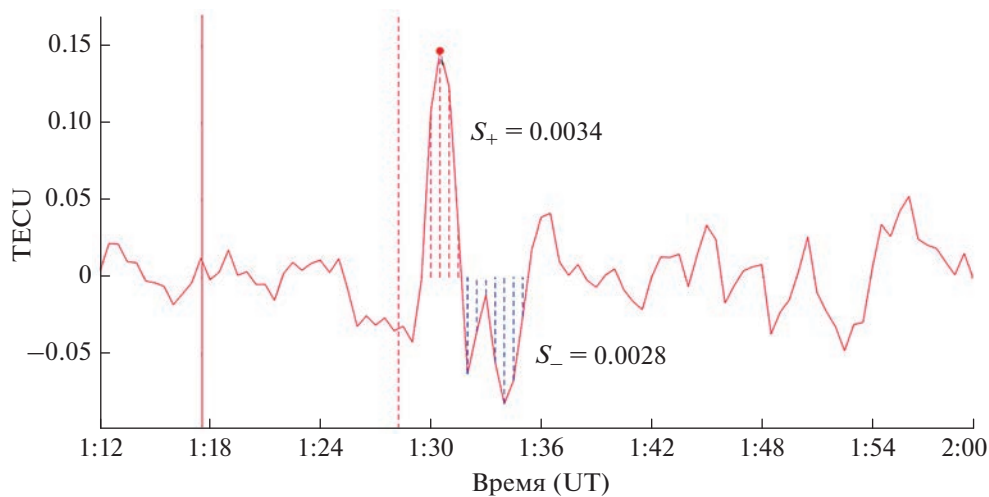


Рис. 5. Пример вычисления площадей фазы сжатия (красная штриховка) и разрежения (синяя штриховка) косейсмической ударной акустической волны, зарегистрированной на GPS-станции bshm по данным со спутника PRN#31 после первого землетрясения (остальные обозначения как на рис. 4).

“Панагюриште” соответственно от главного толчка и афтершока (в случае второго землетрясения возмущение от афтершока не удалось выделить). Поскольку эта поверхностная сейсмическая волна распространяется со скоростью боль-

ше скорости звука, то она генерирует акустическую волну, которая и приводит к возмущениям в нижней ионосфере. Третье возмущение обязано своим появлением приходу атмосферной внутренней волны, распространяющей-

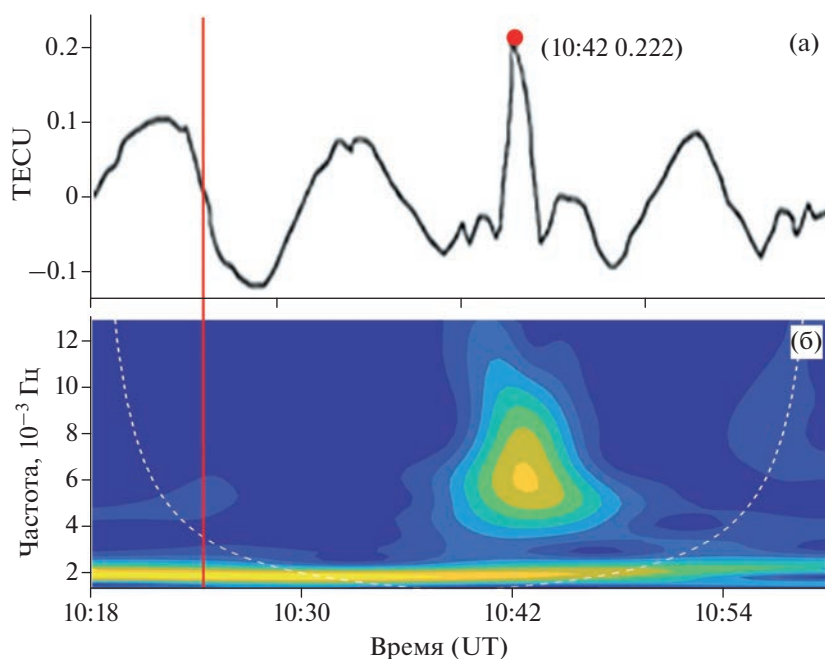


Рис. 6. Фильтрованный сигнал ТЕС по паре станция–спутник kabr-19 за интервал 10:18–11:00 UT (а) и его спектрально-временная диаграмма сигнала с применением вейвлета Морле (б). Вертикальная сплошная красная линия – момент основного толчка второго землетрясения $M_w = 7.5$ (10:24:49 UT), красная точка – максимальная величина фильтрованного сигнала на рассматриваемом интервале, белые пунктирные линии – конус влияния.

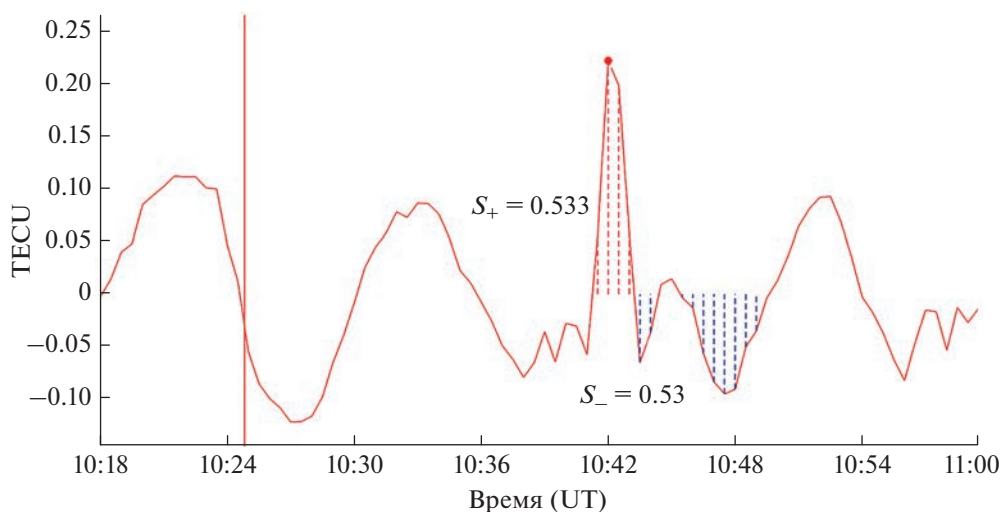


Рис. 7. Пример вычисления площадей фазы сжатия (красная штриховка) и разрежения (синяя штриховка) косейсмической ударной акустической волны, зарегистрированной на GPS-станции kabr по данным со спутника PRN#19 после второго землетрясения (остальные обозначения как на рис. 6).

ся со скоростями в диапазоне 200–300 м/с. В термосферу эта волна (с периодом около 20 мин) попадает на расстоянии приблизительно 400 км от эпицентра. Дальнейшее ее распространение возможно в термосферном волноводе, на что указывает также достаточно узкий спектр возмущения (см., например, [Snively, Pasko, 2008]).

Аналогично интерпретируются аномалии, зарегистрированные на обсерватории “Гроцка” (см. рис. 2) с учетом ее большей удаленности от эпицентра землетрясения (расстояние до станции около 1550 км).

Присутствие еще одной аномалии (примерно в 2:40 UT) в спектре мощности всех трех станций,

как показал специальный анализ, явно связано с солнечным источником, поскольку имеет место высокая когерентность периодов скалограммы в это время между рассматриваемой восточной компонентой магнитного поля на земной поверхности и B_z -компонентой межпланетного магнитного поля. Заметим также, что диапазон периодов этого сигнала соответствует так называемому акустическому резонансу (см., например, [Matsumura et al., 2009]), но удаленность от эпицентра события (1200–1550 км) не позволяет считать причиной сигнала землетрясение.

Появление дополнительного возмущения в 2:40 UT характерно только для первого землетрясения, поскольку второе событие, произошедшее приблизительно 9 часов спустя, не сопровождалось возмущениями, обусловленными вариациями B_z -компоненты межпланетного магнитного поля (см. рис. 2). В то же время, основываясь на известных скоростях сейсмических, атмосферных волн и наблюдаемых временах прихода, а также периодов возмущений, нетрудно видеть, что отклик нижней ионосферы на второе землетрясение практически повторяет картину, которая имеет место для первого события.

Рассмотрим теперь возмущения, зарегистрированные при радиопросвечивании посредством GPS. Как видно из рис. 4–рис. 7 возмущения плотности плазмы в F -слое в ближней зоне имеют форму N -волны, т.е. речь идет о приходе ударной волны после землетрясений. Время прихода импульса соответствует интервалу 10–15 мин после события и, что важно, форма импульса демонстрирует равенство площадей под положительной и отрицательной фазами. Последнее обстоятельство является характерной особенностью ударной волны.

Зная амплитуду импульса, можно оценить энергию землетрясения. Для ее грубой оценки воспользуемся скейлингом, который следует из сопоставления с источниками известной энергии. После землетрясения в Тохоку с энергией 6.24×10^{17} Дж вариации ТЕС достигали 3 ТЕСУ [Куницын и др., 2011]. Поскольку энергия волны пропорциональна квадрату амплитуды, то для наблюдаемого после первого события всплеска вариаций порядка 0.15 ТЕСУ получим приблизительно величину поверхностной энергии 1.6×10^{15} Дж, а для второго события, при вариациях около 0.22 ТЕСУ, — энергию 3.3×10^{15} Дж. Разная амплитуда сигналов, когда после более слабого землетрясения амплитуда как будто больше — следствие влияния наклона силовых линий геомагнитного поля: при распространении на юг (см. рис. 3) акустический сигнал возмущает замагниченную плазму F -слоя ионосферы в основном вдоль силовых линий, а при распространении в зональном направлении замагниченная

плазма возмущается импульсом поперек силовых линий или под углом к ним, что менее эффективно.

Сопоставим эти оценки с оценками по сейсмологическим формулам. Можно оценить сейсмическую энергию землетрясений, пользуясь тем, что между сейсмическим моментом M_0 и моментной магнитудой M_w существует приближенная связь, оправдываемая теоретическими соображениями и статистикой наблюдений и выражаемая формулой [Касахара, 1985; Kagan, 1994]: $\lg M_0 = 1.5M_w + 9$, где сейсмический момент измерен в Н·м. Используя эту формулу и формулу

$E_s = 1.6 \times 10^{-5} M_0$ [Choy, Boatwright, 1995], получим для энергии первого землетрясения 8×10^{15} Дж, а для энергии второго — 7.5×10^{15} Дж. Таким образом, измерения отклика верхней ионосферы позволяют оценить энергию сейсмического источника, неплохо согласующуюся с сейсмологическими оценками.

Общий вывод, который следует из настоящей работы, следующий: ионосферные отклики на достаточно сильные землетрясения в Турции, зарегистрированные на расстояниях 1200–1600 км от эпицентра в нижней и на расстояниях до 500 км в верхней ионосфере, достаточно хорошо интерпретируются в терминах распространения сейсмической (волна Релея) и атмосферных волн — ударных, акустических и внутренних, т.е. тех волн, источником которых является само землетрясение.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования геомагнитных вариаций выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”, исследования вариаций ТЕС и интерпретация данных выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голиков Ю.В., Д’Коста А., Пилипенко В.А. Геомагнитные пульсации, возбуждаемые при сильных землетрясениях // Геомагнетизм и аэрономия. 1985. Т. 25. № 5. С. 824–828.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- 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. 2011. Т. 94. № 8. С. 657–661.
- Куницын В.Е., Шалимов С.Л. Ультранизкочастотные вариации магнитного поля при распространении в ионосфере акустико-гравитационных волн // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2011. № 5. С. 75–78.

- Ландау Л.Д. Об ударных волнах на далеких расстояниях от места их возникновения // Прикладная математика и механика. 1945. Т. 9. № 4. С. 286–293.
- Ольшанская Е.В., Шалимов С.Л. Об оценке сейсмической энергии цунамигенных землетрясений по ионосферному отклику, наблюдаемому посредством GPS // Физика Земли. 2015. № 6. С. 16–23.
- Павлов В.А. Акустический импульс над эпицентром землетрясения // Геомагнетизм и аэрономия. 1986. Т. 26. № 5. С. 807–815.
- Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности Земли и приуроченных к сильным землетрясениям // Физика Земли. 2022. № 4. С. 30–45.
<https://doi.org/10.31857/S0002333722040081>
- Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при взрывах и землетрясениях. М.: МИФИ. 2000. 448 с.
- Черногор Л.Ф. Геомагнитные возмущения, сопровождавшие великое японское землетрясение 11 марта 2011 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 1. С. 69–82.
- Adhikari B., Khatiwada R., Chapagain N.P. Analysis of geomagnetic storms using wavelet transforms // Journal of Nepal Physical Society. 2017. V. 4. № 1. P. 119–124.
- Choy G.L., Boatwright J.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress // J. Geophysical Research: Atmospheres. 1995. V. 1001. № B9. P. 18205–18228.
<https://doi.org/10.1029/95JB01969>
- Grinsted A., Moor J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical timeseries // Nonlinear Processes in Geophysics. 2004. V. 11. P. 561–566.
- Grossmann A., Morlet J. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape // SIAM J. Mathematical Analysis. 1984. V. 15. № 4. P. 723–736.
- Iyemori T., Nose M., Han D., Gao J., Hashizume M., Choo-sakul N., Shinagawa H., Tanaka J., Utsugi M., Saito A., Mc-Creadie H., Odagi J., Yang F. Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake on December 26, 2004 // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32.
<https://doi.org/10.1029/2005GL024083>
- Kagan Y.Y. Observational evidence for earthquakes as a nonlinear dynamic process // Physica D. 1994. V. 77. P. 160–192.
- Kelley M.C. The Earth's ionosphere: Plasma physics and electrodynamics. San Diego, California: Academic Press Inc. 1989. 487 p.
- Maraun D., Kurths J. Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls // Nonlinear Processes in Geophysics. 2004. V. 11. P. 505–514.
- Matsumura M., Iyemori T., Tanaka Y., Han D., Nose M., Utsugi M., Oshiman N., Shinagawa H., Odagi Y., Tabata Y. Acoustic resonance between ground and thermosphere // Data Science Journal. 2009. V. 8. P. 68–77.
<https://doi.org/10.2481/dsj.8.S68>
- Meyer Y. Wavelets: Algorithms and applications. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics. 1993. 134 p.
- Riabova S.A. Study of the multifractality of geomagnetic variations at the Belsk Observatory // Doklady Earth Sciences. 2022. V. 507. № 2. P. 299–303.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X22700489>
- Riabova S. Application of wavelet analysis to the analysis of geomagnetic field variations // Journal of Physics Conference Series. 2018. V. 1141.
<https://doi.org/10.1088/1742-6596/1141/1/012146>
- Snively J.B., Pasko V.P. Excitation of ducted gravity waves in the lower thermosphere by tropospheric sources // J. Geophysical Research: Space Physics. 2008. V. 113. № A6.
<https://doi.org/10.1029/2007JA012693>
- Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // Bulletin of the American Meteorological Society. 1998. V. 79. P. 605–618.
- van Brummelen G. R. Heavenly mathematics: The forgotten art of spherical trigonometry. New Jersey: Princeton University Press. 2013. 216 p.
<https://www.earthdata.nasa.gov>
<https://www.earthquake.usgs.gov>
<https://www.intermagnet.org>
<http://www.isgi.unistra.fr>
<https://www.swpc.noaa.gov/products/ace-real-time-solar-wind>

Response of the Lower and Upper Ionosphere to Earthquakes in Turkey on February 6, 2023

S. A. Riabova^{a, b, *}, E. V. Olshanskaya^a, and S. L. Shalimov^a

^a Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

^b Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia

*e-mail: ryabovasa@mail.ru

Abstract—Ground-based magnetometers and ionospheric radio probing by means of GPS were used to analyze and interpret specific variations of the geomagnetic field and the total electron content of the ionosphere during strong catastrophic earthquakes in Turkey on February 6, 2023. It is shown that the ionospheric responses to these earthquakes recorded at distances of 1200–1600 km from the epicentre in the lower ionosphere and at distances of up to 500 km from the epicentre in the upper ionosphere can be interpreted in terms of the propagation of the Rayleigh seismic wave and atmospheric waves — shock, acoustic and internal, that is, those waves that are generated by the earthquake itself. The energy of seismic events was estimated from the ionospheric response.

Keywords: earthquake, geomagnetic field, total electron content, wavelet analysis, *N* wave