

ГЕОМАГНИТНЫЕ ЭФФЕКТЫ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2021 г. Б. Г. Гаврилов^{1, *}, Ю. В. Поклад^{1, **}, Ю. С. Рыбнов^{1, ***},
И. А. Ряховский^{1, ****}, И. А. Санина^{1, *****}

¹Институт динамики геосфер им. акад. М.А. Садовского РАН (ИДГ РАН),
г. Москва, Россия

*e-mail: boris.gavrilov34@gmail.com

**e-mail: poklad@mail.ru

***e-mail: rybnov.y@mail.ru

****e-mail: ryakhovskiy88@yandex.ru

*****e-mail: sanina@ifz.ru

Поступила в редакцию 22.05.2020 г.

После доработки 11.06.2020 г.

Принята к публикации 24.09.2020 г.

В работе представлены результаты исследования взаимосвязи сейсмических событий с геомагнитными возмущениями, возникающими в результате акустического воздействия на нижнюю ионосферу, вызванного колебаниями земной поверхности на расстояниях в несколько тысяч км от очага землетрясения. Измерения выполнены на базе обс. Михнево, оборудованной приборным комплексом, включающим сейсмические, акустические, электромагнитные и ионосферные средства наблюдений и оборудованной системой временной привязки с использованием приемников системы GPS, что обеспечивает точность синхронизации данных измерений не хуже 20 нсек. На примере пяти сейсмических событий показаны закономерности формирования атмосферных и геомагнитных эффектов удаленных землетрясений и зависимость времени их появления от расстояния до сейсмического источника. Продемонстрировано различие в характере и времени возникновения геомагнитных пульсаций, связанных с воздействием на ионосферу акустических волн, от сигналов, обусловленных сейсмамагнитным эффектом.

DOI: 10.31857/S0016794021010041

1. ВВЕДЕНИЕ

История исследований, посвященных связи процессов, наблюдаемых в атмосфере, ионосфере и геомагнитном поле, с явлениями, происходящими в литосфере Земли, насчитывает несколько десятилетий. Взаимодействие физических полей и процессов в литосферно-ионосферно-атмосферной системе (ЛИАС) не вызывает сомнений у исследователей, но их причинно-следственные связи и механизмы остаются предметом существенных разногласий. Круг задач, решаемых в рамках этой проблемы, можно условно разделить на две части. Первая посвящена возможности обнаружения ионосферных и геомагнитных явлений, вызываемых землетрясениями или их сопровождающих [Fraser-Smith et al., 1990; Гуфельд и др., 1992; Собисевич и Собисевич, 2010; Гохберг и др., 1988], вторая — явлениям, предшествующим землетрясениям и обеспечивающим возможность их прогнозирования [Masci, 2011, Nakawaka, 2015]. С точки зрения механизмов связи литосферных процессов с возмущениями геомагнитного поля, атмосферы и ионосферы, оба под-

хода опираются на близкие физические представления.

Один из основных механизмов, обеспечивающих взаимодействие в ЛИАС, связан с генерацией акустических волн, вызванных колебаниями земной поверхности при зарождении и распространении сейсмических волн [Artru et al., 2004, Сурков, 2000]. Источником акустических волн принято считать поверхностную волну Рэлея, которая формируется на некотором расстоянии от очага землетрясения в результате суперпозиции продольной волны Р, распространяющейся от очага землетрясения, и поперечной волны SV, отраженной от свободной поверхности и поляризованной в вертикальной плоскости. Волна Рэлея характеризуется низкими частотами (0.1–0.01 Гц) и максимальной амплитудой колебаний земной поверхности в вертикальной плоскости. Наиболее интенсивные поверхностные волны возникают при землетрясениях, очаг которых расположен в земной коре. При изучении механизмов взаимодействия в системе ЛИАС активно исследуются возмущения F слоя ионосферы с применением

соответствующих экспериментальных методов, прежде всего анализа сигналов навигационных спутниковых систем [Afraimovich et al., 2001, Nakakawa, 2015, Astafyeva and Shults, 2018]. Гораздо меньше внимания уделяется возмущениям D и E областей ионосферы и вариациям геомагнитного поля, вызванным удаленными землетрясениями.

Возмущение атмосферы и ионосферы возникает в результате возбуждения при смещении земной поверхности и усилении в процессе распространения в атмосфере с убывающей по высоте плотностью волны давления, приводящей к волнообразному изменению профиля электронной концентрации и электрической проводимости, и, в свою очередь, к генерации и/или модуляции динамо токов в нижней ионосфере с соответствующим изменением величины геомагнитного поля, измеряемого на поверхности Земли.

Несмотря на то, что механизм возмущений атмосферы и ионосферы акустическим воздействием, вызванным вертикальным смещением поверхности Земли, считается достоверным, экспериментальных данных, особенно по геомагнитным эффектам удаленных землетрясений, явно недостаточно. Это связано, в частности, с тем, что для получения надежных экспериментальных данных должны проводиться синхронные сейсмические, акустические, атмосферные, ионосферные и электромагнитные измерения на значительном расстоянии от очага землетрясения в одном измерительном пункте. Такая возможность реализована в геофизической обсерватории (ГФО) ИДГ РАН Михнево (54.96° N , 37.76° E), расположенной в 80 км к югу от Москвы. Изучение пространственно-временной динамики геофизических возмущений и вариаций геофизических параметров с использованием единого измерительного комплекса в асейсмичном регионе создает уникальные возможности для исследования энергообмена между геосферами в условиях геодинамически стабильной обстановки.

Для анализа взаимосвязанных событий в ЛИАС были выбраны 5 землетрясений с магнитудой >6.5 , произошедших в разных регионах Евразии, очаги которых находились в диапазоне расстояний $\sim 2000\text{--}3500$ км от обсерватории. Согласно базы данных USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/significant.php>) и базы данных IRIS (<https://www.iris.edu/wilber3>), все эти землетрясения произошли в пределах одного из самых активных сейсмических поясов Земли (Средиземноморско-Трансзападного) и имеют сходный механизм очага — сдвиг с небольшими компонентами сброса. Рассматриваемые события можно условно разделить на три группы. В первой группе (землетрясения в Греции 24 мая 2014 г. и 20 июля 2017 г.) очаги расположены в акватории Эгейского моря на глубине 6–10 км. Землетрясе-

ние 20 июля 2017 г. вызвало небольшое цунами высотой около 25 см. Вторая группа — разрушительные землетрясения в Италии 30 июня 2016 г. в 113 км на северо-восток от Рима с глубиной очага около 8 км и 12 ноября 2017 г. в Ираке на границе с Таджикистаном, очаг которого располагался на глубине 19 км. К третьей группе можно отнести землетрясение в Афганистане 10 апреля 2016 г. с глубиной очага около 210 км. Это землетрясение ощущалось в Пакистане, Индии, Узбекистане. От каждого из этих событий были зарегистрированы поверхностные волны Рэлея различной интенсивности, которые в дальнейшем рассматривались как источник акустических волн.

2. ПОСТАНОВКА НАБЛЮДЕНИЙ

Базой для выполнения экспериментальных исследований является многофункциональный измерительный комплекс ГФО Михнево, включающий сейсмометрическую, радиофизическую, магнитометрическую, электроизмерительную, оптическую и акустическую аппаратуру, функционирующую в составе единого измерительного комплекса [Адушкин и др., 2005]. Синхронизация всех измерительных средств осуществляется с использованием приемников системы GPS с точностью 30 нс.

Для регистрации сейсмических событий используется малоапертурная сейсмическая группа (МСГ, международный код *MHVAR*), включающая 12 короткопериодных трехкомпонентных датчиков CM3-KB с полосой пропускания 0.5–40 Гц, расположенных по трем концентрическим окружностям на площади 1 км². В качестве широкополосного трехкомпонентного пункта наблюдения используется станция АЦСС-3, которая обеспечивает регистрацию сейсмических сигналов в полосе 0.01–20 Гц с частотой опроса 100 Гц на канал при чувствительности 0.6 нм/с на отсчет.

Акустические измерения выполняются с использованием инфразвуковой станции, состоящей из четырех разнесенных на местности микробарометров, позволяющих регистрировать акустические сигналы с амплитудой от десятых долей Па до сотен Па в частотном диапазоне $10^{-4}\text{--}20$ Гц.

Контроль локальной геомагнитной обстановки осуществляется в режиме мониторинга магнитометрическим комплексом, включающим группу индукционных магнитометров MFS-06 и MFS-07 для регистрации вариаций магнитного поля и электромагнитных пульсаций в диапазоне частот 0.0001 Гц–100 кГц и трехкомпонентный феррозондовый магнитометр LEMI-018, данные измерений которого использованы в работе. Магнитометр позволяет производить точные трехкомпонентные измерения геомагнитного поля и его вариаций в диапазоне значений ± 68000 нТл

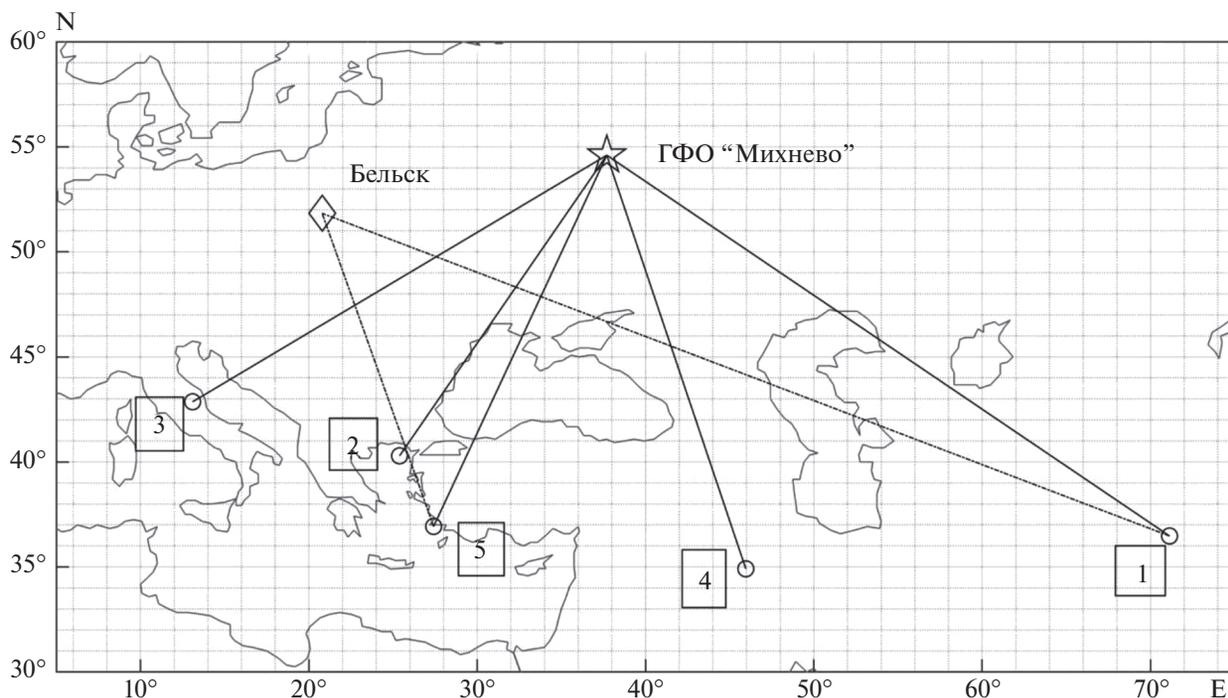


Рис. 1. Расположение обсерваторий Михнево и Бельск и эпицентров землетрясений, пронумерованных в соответствии с табл. 1.

при разрешающей способности 10 пТл в диапазоне частот 0–1 Гц.

Сейсмические, акустические и геомагнитные колебания и пространственно-временные вариации электронной плотности в ионосфере идентифицируются как связанные, если удастся показать, что они или их структурные элементы локализованы в пространстве и наблюдаются в моменты времени, которые определяется скоростью распространения сейсмических, акустических, электродинамических возмущений в литосфере, атмосфере и ионосфере. В настоящей работе мы ограничились анализом данных синхронной регистрации сейсмических, акустических и геомагнитных сигналов. Их связь с электрическими явлениями и возмущениями верхней ионосферы будет предметом будущей публикации.

Параметры и расположение землетрясений, исследуемых в данной работе, приведены в таблице и на рис. 1, где также показано положение измерительных пунктов Михнево и Бельск.

Волновые формы сейсмических событий, данные о вариациях атмосферного давления и геомагнитного поля получены из созданной в ИДГ РАН в рамках выполнения проекта РФФИ 19-05-00671 базы данных “Синхронные измерения различных геофизических полей” в ГФО Михнево (номер гос. регистрации базы данных № 2019621971), которая содержит результаты комплексных измерений возмущений в литосферно-ионосферно-атмосферной системе, вызванных землетрясениями с магнитудой $M \geq 6$. Данные измерений вариаций геомагнитного поля в обсерватории Бельск взяты из базы сети

Таблица 1. Параметры землетрясений

№№	Дата	Регион	UT	M	Глубина, км	Координаты	Расстояние до ГФО, км
1	10.04.2016	Афганистан	10:28:58	6.6	212.0	36.47° N 71.13° E	3255
2	24.05.2014	Греция	09:25:02	6.9	6.4	40.29° N 25.39° E	1870
3	30.10.2016	Италия	06:40:18	6.6	8.0	42.86° N 13.09° E	2230
4	12.11.2017	Ирак	18:18:17	7.3	19.0	34.91° N 45.96° E	2315
5	20.07.2017	Греция	22:31:11	6.6	7.0	36.93° N 27.41° E	2150

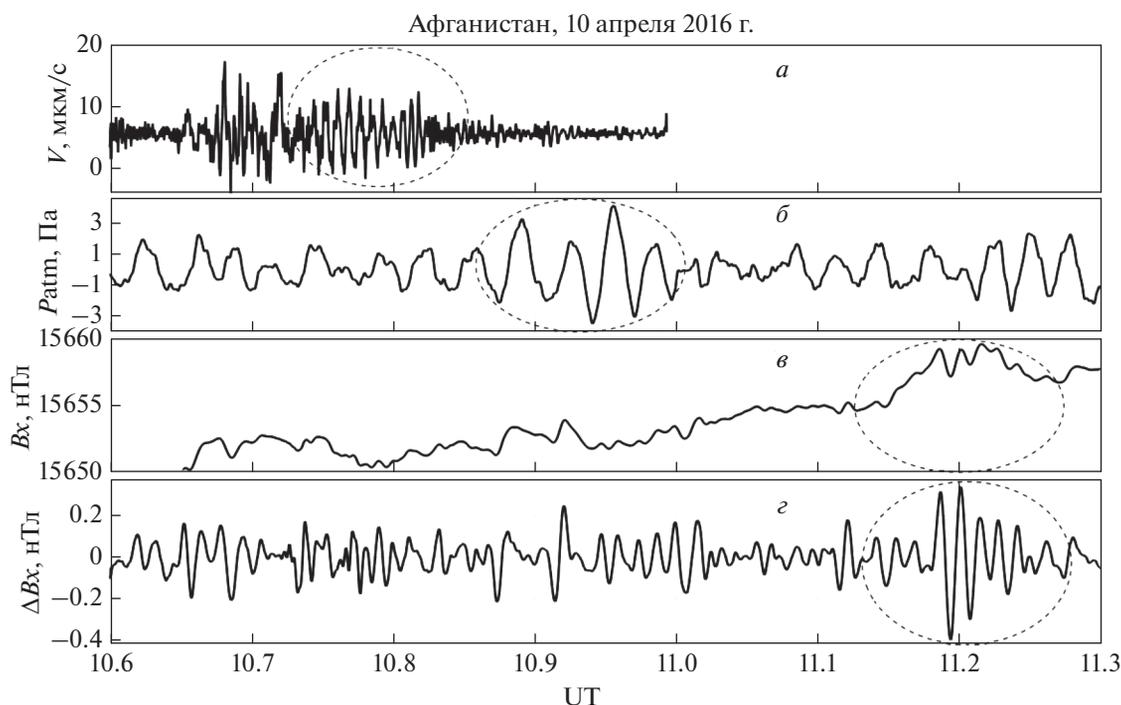


Рис. 2. Сейсмограмма (а), акустическое возмущение (б), V_x -компонента геомагнитного поля (в) и вариации V_x -компоненты (г) по данным регистрации в ГФО Михнево после землетрясения в Афганистане 10 апреля 2016 г.

INTERMAGNET (<https://www.intermagnet.org/data-donnee/>).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

На рисунках 2–5 показаны результаты измерений сейсмических, акустических сигналов и вариаций геомагнитного поля на поверхности Земли, вызванных землетрясениями, по данным регистрации в ГФО Михнево.

Рисунок 2 представляет результаты регистрации сейсмических, акустических и геомагнитных сигналов, вызванных землетрясением в Афганистане 10 апреля 2016 г., очаг которого расположен значительно ниже границы земной коры (событие 1). Поверхностная волна, вызванная такими землетрясениями, имеет обычно низкую интенсивность. Отметим, что амплитуда вариаций акустических и магнитных сигналов составляет, как правило, малую часть от полной амплитуды вариаций атмосферного давления и геомагнитного поля. Поэтому для выделения соответствующих вариаций использовались методы частотной фильтрации.

На рисунке 2в показана исходная (т.е. необработанная) запись вариаций X -компоненты магнитного поля. Можно видеть, что амплитуда волнового возмущения, вызвавшего распространение акустической волны в ионосферу, составляет единицы нТл. Во многих случаях амплитуда воз-

мущения оказывается еще меньше. Для выделения таких вариаций исходный сигнал обрабатывался с применением полосового фильтра 1–5 мин, т.е. зарегистрированные вариации магнитного поля соответствуют диапазону геомагнитных пульсаций $Ps4$ – $Ps5$ (рис. 2г). Такую же обработку проходили акустические и геомагнитные сигналы для всех приведенных событий.

Из рисунка 2 видно, что и акустические и геомагнитные вариации смещены по времени относительно сейсмического сигнала. Время задержки акустического сигнала определить сложно, так как не очевидно, какая фаза сейсмических колебаний привела к их появлению. В случае афганского землетрясения это время составило ~ 6 мин, если его отсчитывать от времени появления волны Рэлея.

Время задержки геомагнитного сигнала от акустического возмущения составляет ~ 15 мин. Этот интервал времени соответствует времени распространения акустической волны в ионосфере со скоростью 250–300 м/с.

На рисунке 3 представлены результаты измерений сигналов, после землетрясения в Греции 24 мая 2014 г. Очаг греческого землетрясения (событие 2) находился почти в два раза ближе к измерительному пункту, чем афганское землетрясение (событие 1). Наблюдается достаточно большая амплитуда волны Рэлея (рис. 3а), хотя поверхностное расположение очага не обеспечи-

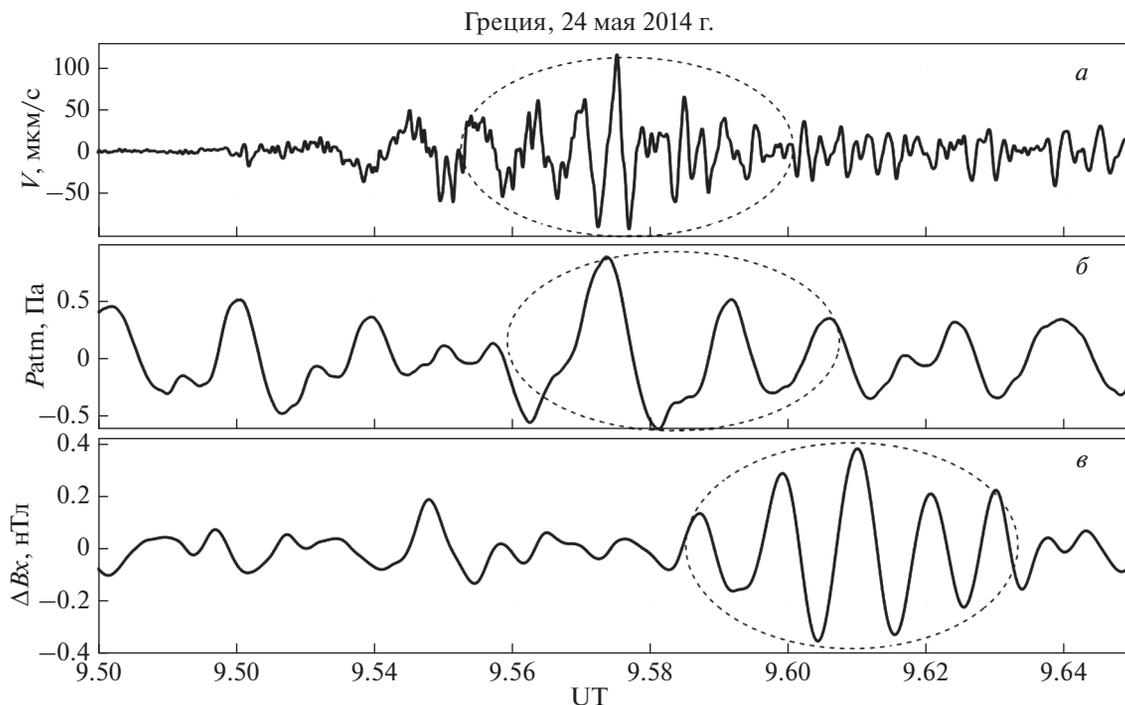


Рис. 3. Сейсмограмма (а), акустическое возмущение (б), и вариации V_x компоненты (в) по данным регистрации в ГФО “Михнево” после землетрясения в Греции 24 мая 2014 г.

ваев условий для формирования интенсивных отраженных волн SV. Наблюдаемую амплитуду можно объяснить условиями формирования волны вследствие особенностей трассы распространения. Известно, что в отдельных случаях наблюдается увеличение амплитуды поверхностной волны при ее распространении из океанической коры в континентальную.

Данные регистрации акустических и геомагнитных сигналов при событиях 1 и 2 также сильно отличаются. При относительно близком греческом землетрясении колебания атмосферного давления возникли практически одновременно с регистрацией поверхностной волны Рэлея. Максимальная амплитуда геомагнитных вариаций наблюдается через 2 мин после вступления рэлеевской волны и акустического возмущения.

Итальянское землетрясение (событие 3) 30 октября 2016 г. (рис. 4), и землетрясение в Ираке (событие 4) 12 ноября 2017 г. (рис. 5) близки по своим параметрам (глубина и магнитуда). Отметим, однако, что несмотря на то, что магнитуда иракского землетрясения была выше, чем итальянского, амплитуда акустических возмущений после иракского землетрясения оказалась в два раза меньше, а геомагнитных вариаций примерно на порядок меньше, чем после итальянского события.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Для землетрясений, данные которых приведены на рисунках, время задержки появления геомагнитных возмущений составляет от 2 до 15 мин. По порядку величины это соответствует времени распространения акустического возмущения от поверхности Земли на высоту порядка 100 км, то есть в D и E области ионосферы. В тоже время, было отмечено, что время появления акустического возмущения не связано однозначно с приходом рэлеевской волны. Вероятной причиной является то, что сейсмический источник не является точечным и максимальная амплитуда смещения земной поверхности, вызывающая акустическое возмущение, может наблюдаться на некотором расстоянии от измерительного пункта. Кроме того, на интенсивность волны Рэлея значительное влияние могут оказывать неоднородности строения литосферы на пути распространения сейсмического сигнала.

На рисунке 6 показана зависимость времени задержки t появления акустических и геомагнитных возмущений по отношению к сейсмическому сигналу от расстояния до сейсмического источника. Можно видеть, что время реакции акустического и магнитного поля примерно пропорционально расстоянию до очага землетрясения. Однако, эти данные должны быть проверены на большем количестве событий.

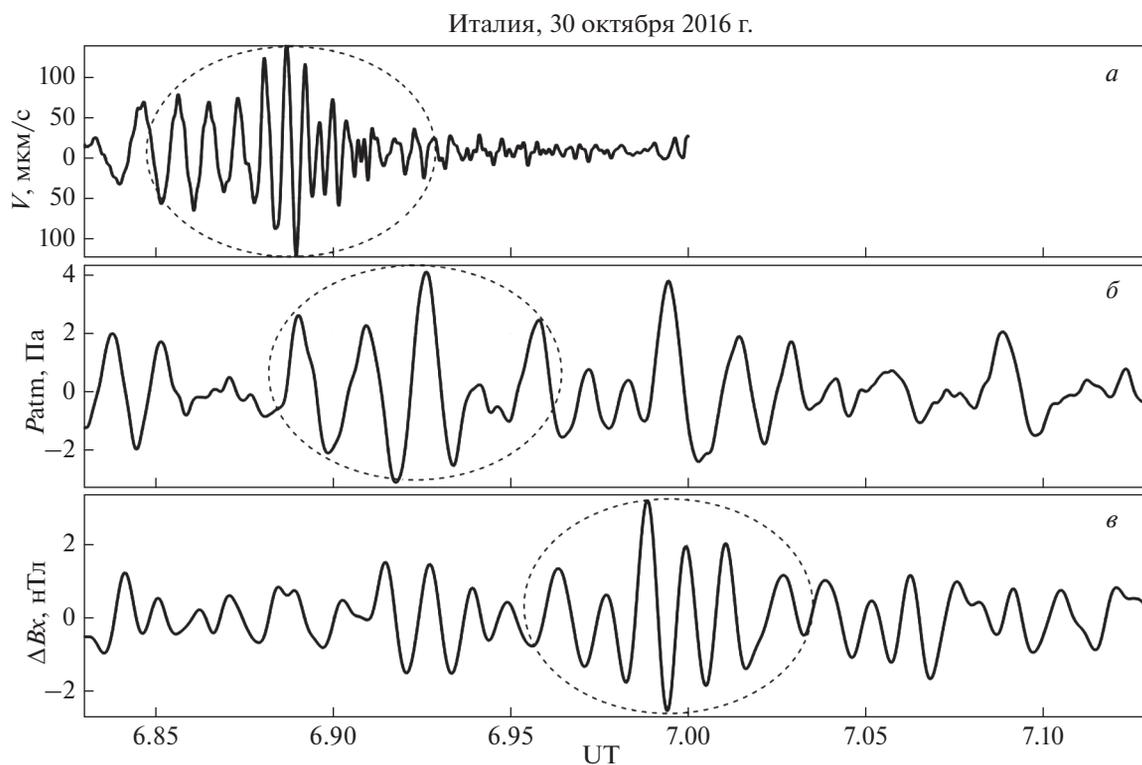


Рис. 4. Сейсмограмма (*a*), акустическое возмущение (*б*) и вариации V_x -компоненты (*в*) по данным регистрации в ГФО Михнево после землетрясения в Италии 30 октября 2016 г.

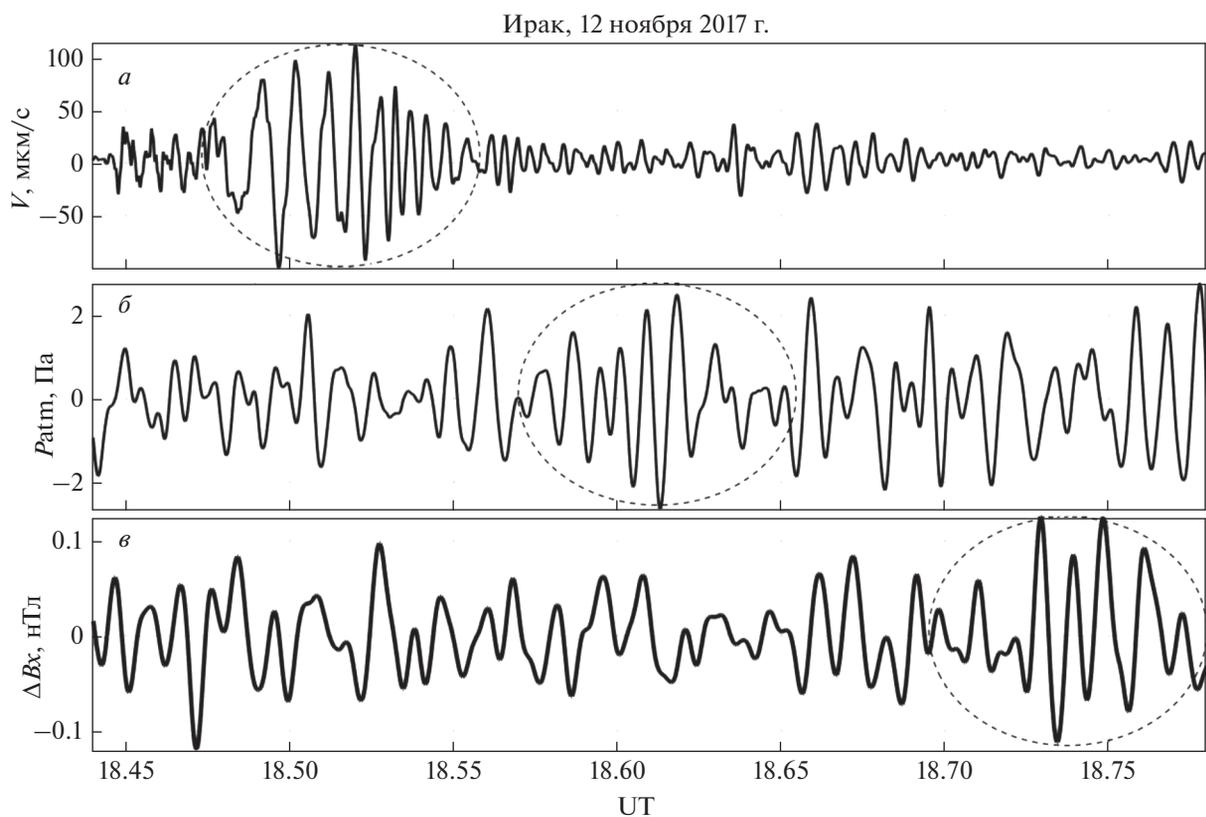


Рис. 5. Сейсмограмма (*a*), акустическое возмущение (*б*) и вариации V_x -компоненты (*в*) по данным регистрации в ГФО Михнево после землетрясения в Ираке 12.11.2017 г.

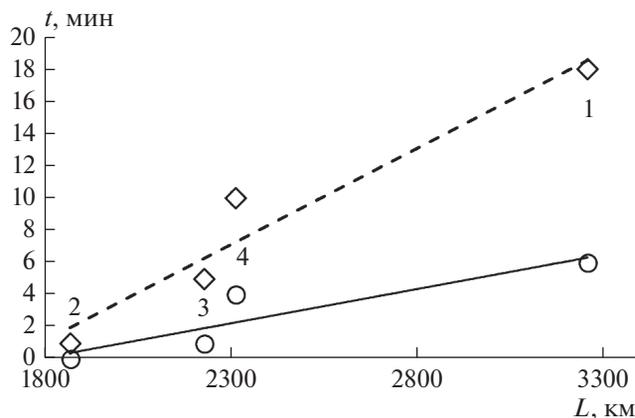


Рис. 6. Зависимость времени задержки t появления акустических сигналов (кружки) и вариаций геомагнитного поля (ромбы) по отношению к времени регистрации сейсмической волны Рэлея от расстояния L между пунктом регистрации и очагом землетрясения. Сплошная кривая – тренд, построенный по данным акустической задержки, штриховая кривая – по данным задержки геомагнитных вариаций. Цифрами обозначены землетрясения в соответствии с таблицей.

При получении и анализе данных по возникновению акустических и геомагнитных сигналов на телесеismicких расстояниях от очага землетрясения надо учитывать два обстоятельства. Во-первых, и акустический и геомагнитный сигналы далеко не всегда удается зарегистрировать даже при сильных сейсмических событиях – необходимо наличие достаточно интенсивной поверхностной волны. Как уже отмечалось выше, интенсивность поверхностной волны зависит от энергии, механизма и глубины очага землетрясения, а также от условий распространения сейсмического возмущения. Во-вторых, кроме реальных геомагнитных возмущений, связанных с генерацией или модуляцией ионосферных токов, могут регистрироваться сигналы, связанные с непосредственной реакцией измерителя магнитного поля на сейсмическую волну.

Сейсмомагнитный эффект описан в литературе достаточно подробно, например, [Elean, 1965]). Особенно ярко он проявляется при использовании приборов, датчиком изменения магнитного поля в которых является магнит, подвешенный на упругой нити и меняющий свое положение или ориентацию под воздействием внешнего поля. Магнитометр такого типа реагирует на механический момент, приложенный к подвешенному грузу, то есть работает, по существу, как сейсмограф.

В значительно меньшей степени сейсмомагнитному эффекту подвержены ферромагнитные магнитометры, в которых отсутствуют движущиеся части, а измерение меняющегося магнитного поля производится вследствие изменения состояния ферромагнетика, которое регистрируется специальной электронной схемой. Приборы именно такого типа установлены в ГФО Михнево.

На рисунке 7 показана разница в регистрации сейсмомагнитного сигнала и реальных вариаций геомагнитного поля после уже рассмотренного выше землетрясения в Афганистане (событие 1) 10 апреля 2016 г. (рис. 7а, 7б, 7в) и после землетрясения в Греции (событие 5) 20 июля 2017 г. (рис. 7г, 7д, 7е). Записи были проведены в ГФО Михнево и obs. Геофизического института Польской академии наук в Бельске (51.84° N, 20.79° E). По данным сети Интермагнет в obs. Бельск измерения магнитного поля ведутся несколькими приборами (https://www.intermagnet.org/imos/imos-list/imos-details-eng.php?iaga_code=BEL). При этом для магнитовариационных измерений используется кварцевый магнитометр конструкции В.Н. Боброва, использующий в качестве датчика магнит на кварцевом подвесе.

Обсерватория в Бельске зарегистрировала возмущения геомагнитного поля синхронно с приходом поверхностной сейсмической волны несмотря на то, что она находилась дальше от очага афганского землетрясения, чем ГФО Михнево (рис. 7б). Реальные вариации геомагнитного поля в Бельске и Михнево регистрируются существенно позже (рис. 7б, 7в).

Характерный пример другой ситуации показан на рис. 7г, 7д, 7е, где представлены сигналы, зарегистрированные после землетрясения в Греции 20 июля 2017 г. Измерения в Михнево не выявили возникновения акустических сигналов, связанных с сейсмическим возмущением. По этой причине не удалось обнаружить и соответствующих геомагнитных вариаций, связанных с возмущением ионосферы акустической волной. В тоже время магнитометр в Бельске регистрирует сейсмомагнитный сигнал (рис. 7д). Приведенный пример показывает, насколько важно при анализе геомагнитных сигналов принимать во внима-

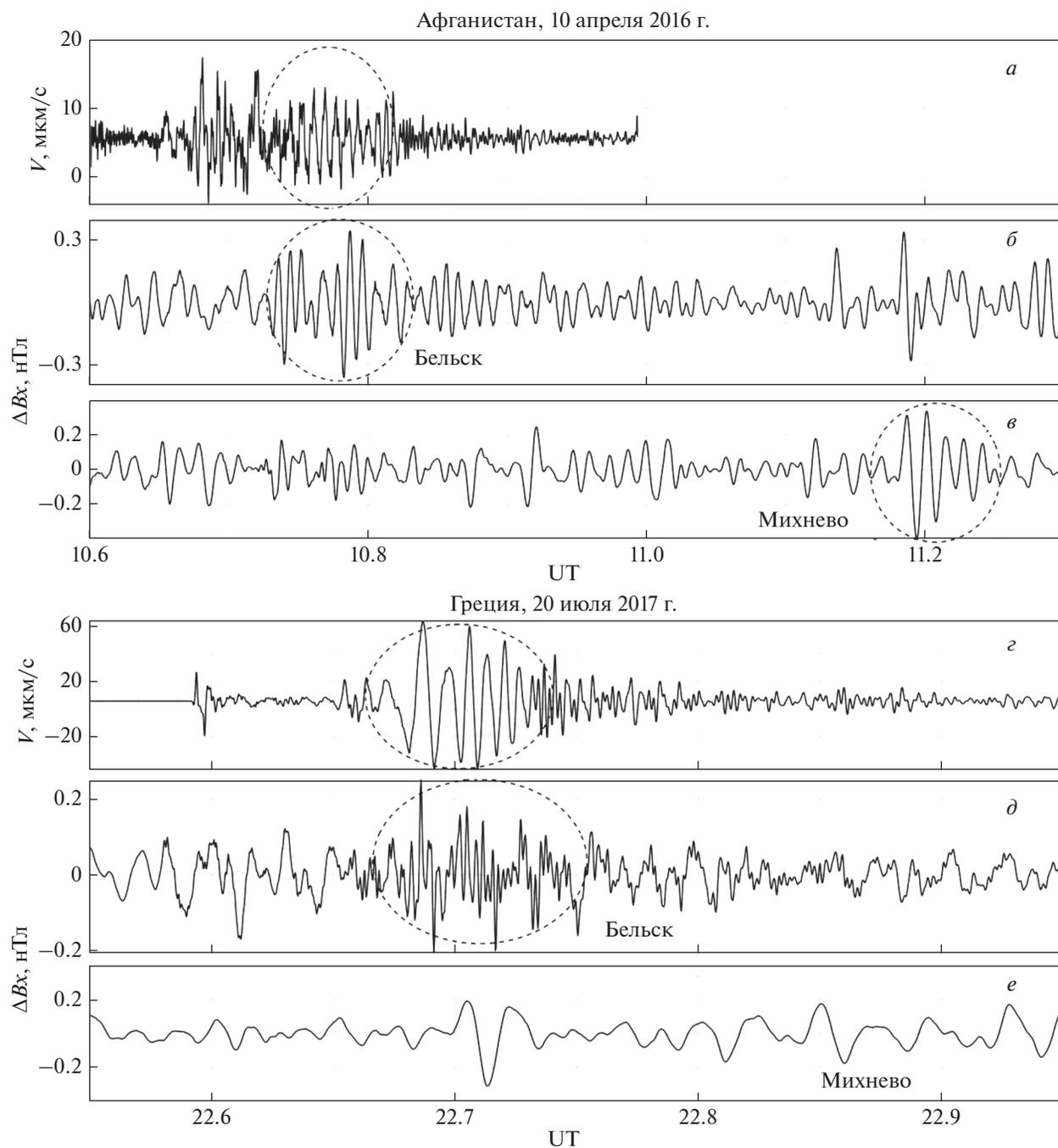


Рис. 7. Сейсмограмма (а), вариации V_x -компоненты по данным obs. Бельск (б) и по данным ГФО Михнево (в) после землетрясения в Афганистане 10 апреля 2016 г. Сейсмограмма (з), вариации V_x -компоненты по данным obs. Бельск (д) и по данным ГФО Михнево (е) после землетрясения в Греции 20 июля 2017 г.

ние условия их регистрации и тип, и характеристики измерительной аппаратуры.

5. ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований взаимосвязи сейсмических событий с геомагнитными возмущениями, интерпретируемыми как резуль-

тат воздействия на нижнюю ионосферу акустического возмущения, вызванного колебаниями земной поверхности на расстояниях в 2–3 тыс. км от очага землетрясения, могут рассматриваться как экспериментальное свидетельство одного из основных механизмов, обеспечивающих взаимодействие в ЛИАС. Отличительной особенностью проведенного исследования является использо-

вание единого приборного комплекса, включающего сейсмические, акустические, электромагнитные и ионосферные средства наблюдений, функционирующие в синхронном режиме с высокоточной привязкой к единому времени. На примере пяти сейсмических событий показаны как общие для рассмотренных землетрясений геомагнитные эффекты, так и их различия. Показано, что в целом время появления акустических и геомагнитных эффектов после землетрясения укладывается в существующие представления о скорости распространения соответствующих атмосферных и ионосферных возмущений. Не имеет достаточно четкого объяснения обнаруженная зависимость времени реакции атмосферы и геомагнитного поля от расстояния до очага землетрясения. Можно предположить, что чем больше эпицентральное расстояние, тем большую площадь занимает район сейсмического возмущения как источник акустической волны. Однако этот вопрос требует более тщательного рассмотрения.

В работе обращено внимание на необходимость учета сейсмомагнитного эффекта (в иностранной литературе он часто и называется “сейсмографическим”) при поиске и обнаружении геомагнитных эффектов удаленных землетрясений. В целом полученные в работе результаты могут быть полезны при разработке методик и проведении исследований ионосферных и геомагнитных эффектов сейсмических природных и антропогенных воздействий и диагностики их возможных последствий.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность проф. Н.Г. Клейменовой за ценные советы и рекомендации, которые позволили значительно улучшить статью.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 19-05-00671.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Зецер Ю.И., Гаврилов Б.Г., Санина И.А., Спивак А.А. Комплекс измерений геофизических полей и процессов взаимодействия геосфер обсерватории “Михнево” // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС. С. 13–18. 2005.
- Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука. 174 с. 1988.
- Гуфельд И.Л., Рожной А.А., Тюменцев С.И., Шерстюк С.В., Ямпольский В.С. Возмущения радиоволновых полей перед Рудбарским и Рачинским землетрясениями // Физика Земли. № 3. С. 102–106. 1992.
- Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Дилатантные структуры и электромагнитные возмущения УНЧ-диапазона на этапах подготовки и развития крупного сейсмического события // Вестн. ОНЗ РАН. Т. 2. NZ6027. 2010. <https://doi.org/10.2205/2010NZ000045>
- Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. М.: МИФИ, 448 с. 2000.
- Afraimovich E.L., Perevalova N.P., Plotnikov A.V., Uralov A.M. The shock-acoustic waves generated by the earthquakes // Ann. Geophys. V. 19(4). P. 395–409. 2001.
- Artru J., Farges T., Lognonné P. Acoustic waves generated from seismic surface waves: propagation properties determined from Doppler sounding observations and normal-mode modelling // Geophysical J. International. V. 158(3). P. 1067–1077. 2004
- Astafyeva E, Shults K. Ionospheric GNSS imagery of seismic source: possibilities, difficulties, challenges // J. Geophys. Res. Space Physics. 2018. <https://doi.org/10.1029/2018ja026107>
- Eleman F. Response of Magnetic Instruments to Earthquake Waves // J. Geomag. Geoelectr. V. 18(1). P. 43–72. 1965.
- Fraser-Smith A.C., Bernardi A., McGill P.R., Ladd M.E., Helliwell R.A., Villard Jr. O.G. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake // Geophys. Res. Lett. V. 17. P. 1465–1468. 1990.
- Hayakawa M. Earthquake prediction with radio techniques (John Wiley & Sons, Singapore. P. 294. 2015. <https://doi.org/10.1002/9781118770368>
- Masci F. On the recent reaffirmation of ULF magnetic earthquakes precursors // Nat. Hazards. 134 Earth Syst. Sci. V. 11. P. 2193–2198. 2011. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2193-2011>